

55(522.7)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

鹿児島(15)第43号

諸 塚 山 地 域 の 地 質

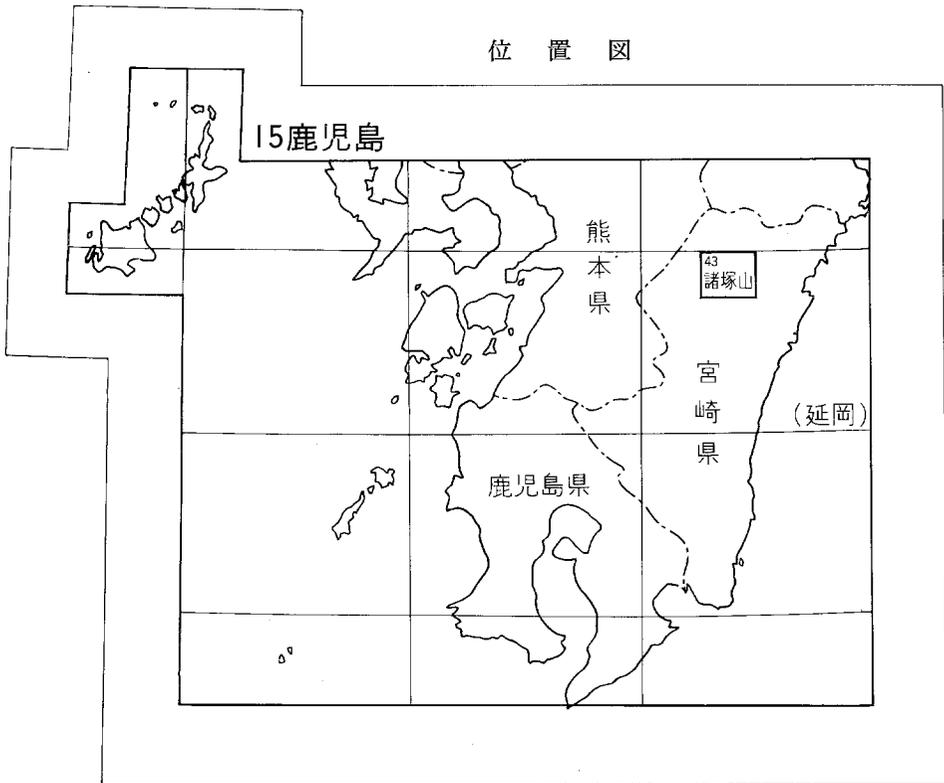
今井 功・寺岡易司

奥村公男・神戸信和・小野晃司

昭和 57 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	6
II. 1 地質概説	6
II. 2 秩父帯の中・古生界	9
II. 2. 1 圧砕花崗岩類	9
II. 2. 2 秩父帯の二畳系—ジュラ系	10
II. 2. 2. 1 中帯の二畳系—ジュラ系	10
II. 2. 2. 2 南帯の二畳系—ジュラ系	11
II. 2. 2. 3 三宝山帯の三畳系—ジュラ系	12
II. 2. 3 戸根川山層	14
II. 2. 4 水の口層	14
II. 2. 5 大石層	14
II. 2. 6 蛇紋岩	15
II. 3 四万十累層群（白亜系—下部第三系）	15
II. 3. 1 研究史	15
II. 3. 2 層 序	20
II. 3. 2. 1 諸塚層群	20
II. 3. 2. 2 神門層	32
II. 3. 2. 3 日向層群	33
II. 3. 3 対 比	34
II. 3. 4 砂岩組成	35
II. 3. 5 変成作用	40
II. 3. 6 地質構造	45
II. 4 新第三系	47
II. 4. 1 花崗斑岩	47
II. 5 第四系	48
II. 5. 1 河岸段丘堆積物	48
II. 5. 2 阿蘇火砕流堆積物	49
II. 5. 2. 1 阿蘇—3火砕流堆積物	50
II. 5. 2. 2 阿蘇—4火砕流堆積物	51
II. 5. 3 沖積層	59
III. 応用地質	60
III. 1 層状含銅硫化鉄鉱	61
III. 2 マンガン鉱	63

文献	64
Abstract	68

付図・付表・図版 目次

第1図	諸塚山及びその周辺地域の接峰面図	2
第2図	諸塚山及びその周辺地域の地形区分図	3
第3図	阿蘇火砕流堆積物の分布	4
第4図	椎葉・諸塚山地の山なみ	4
第5図	日之影付近の河岸段丘	5
第6図	九州四万十帯の地質概略図	7
第7図	秩父帯南帯の砂岩粘板岩簿互層	11
第8図	秩父帯南帯の縞状チャート	12
第9図	三宝山帯の石灰岩及び粘板岩	13
第10図	諸塚山・神門両地域の地質概要及び四万十累層群砂岩組成	16
第11図	槇峰層M2柱状図	21
第12図	槇峰層M2の千枚岩	22
第13図	槇峰層M2における塩基性火山岩類と碎屑岩類の関係	22
第14図	槇峰層M2の玄武岩質凝灰岩と枕状溶岩	23
第15図	槇峰層M2の枕状溶岩	24
第16図	八戸層柱状図	25
第17図	日の影層柱状図	26
第18図	椎葉層柱状図	27
第19図	椎葉層S2における礫岩及び礫質泥岩の産状	28
第20図	椎葉層S2の礫岩 (a) と礫質泥岩 (b)	29
第21図	十根川層柱状図	30
第22図	十根川層T1の厚層理砂岩	31
第23図	スランプ構造を示す十根川層T2の頁岩砂岩薄互層	31
第24図	石灰岩礫に富む十根川層T2の礫岩	32
第25図	砂岩ラミナを持つ神門層の剪断泥質岩	33
第26図	諸塚山・神門両地域における四万十累層群砂岩の石英—長石—岩片図	35
第27図	諸塚山・神門両地域の四万十累層群砂岩における粒度と基質量の関係	36
第28図	諸塚山・神門両地域における四万十累層群砂岩のカリ長石と斜長石の量	37
第29図	諸塚山・神門両地域の地質図及び四万十累層群砂岩のカリ長石／長石比	38
第30図	玄武岩質凝灰岩及び砂岩を挟む槇峰層M2の千枚岩	39

第31図	槇峰層M2における塩基性火山岩類と碎屑岩類の交互層	40
第32図	九州・四国西部における四万十累層群砂岩の層序的・地域的組成変化	41
第33図	九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯	42
第34図	諸塚山・神門両地域における特徴的な変成鉱物の分布図	43
第35図	ぶどう石—方解石—石英細脈に富む十根川層T1の砂岩	44
第36図	矢筈岳(左)及び比叡山(右)の花崗斑岩, 四万十累層群を貫く環状岩脈の一部	48
第37図	八戸付近の河岸段丘	49
第38図	五ヶ瀬川沿いの阿蘇—4火砕流堆積物の地形	52
第39図	元の山腹斜面に平行に近い阿蘇—4火砕流堆積物の浸食面	53
第40図	阿蘇—4火砕流堆積物中の2フローユニット	54
第41図	谷埋め型の阿蘇—4火砕流堆積物の模式断面	54
第42図	谷埋め型の阿蘇—4火砕流堆積物の山腹に近い断面	55
第43図	阿蘇—4火砕流堆積物ガラス質強溶結相	56
第44図	気相晶出作用を著しく受けた阿蘇—4火砕流堆積物の風化面	57
第45図	脱ガラス化しかかった本質レンズ	57
第46図	阿蘇—4火砕流堆積物強溶結相中の引きはがし構造	59
第47図	阿蘇—4火砕流堆積物強溶結相中の柱状節理	60
第1表	地質総括表	8
第2表	諸塚山及びその周辺地域における四万十累層群の層序	17
第I図版	1 秩父・四万十両帯の境界をなす仏像構造線 2 黒瀬川構造帯のマイロナイト化したトーナライト	
第II図版	1 槇峰層M2の千枚岩 2 砂岩ラミナに富む神門層の剪断泥質岩	
第III図版	1 神門層(Mk)と鬼神野層(K)の境界をなす大藪衝上(OT) 2 鬼神野層の砂岩頁岩薄互層	
第IV図版	延岡衝上北西側のアクチノ閃石帯における槇峰層の代表的岩石(a. b. c3葉)	
第V図版	延岡衝上南東側のぶどう石・パンペリー石帯における神門層の代表的 岩石(a. b. c3葉)	
第VI図版	白亜系諸塚層群の砂岩	
第VII図版	第三系神門層及び日向層群の砂岩	
第VIII図版	環状岩脈の花崗斑岩	

諸塚山地域の地質

今井 功*¹⁾・寺岡易司*¹⁾

奥村公男*¹⁾・神戸信和*¹⁾・小野晃司*²⁾

諸塚山地域の地質研究は、地震予知のための特定観測地域の地質調査研究の一環として、昭和54・55年度に行われた。野外調査に当っては、秩父帯の中・古生界を神戸、四万十累層群を今井・寺岡・奥村、阿蘇火砕流堆積物を小野が分担した。執筆は分担者ごとに行い、今井がこれを調整した。なお、本研究には著者らの昭和42-53年度の地質図幅の研究及び九州四万十帯についての従来の研究結果も盛り込まれている。本地域の活断層調査には環境地質部地震地質課の杉山雄一技官が当った。秩父帯のコノドント産地などについて東京大学理学部地質学教室の村田明広氏の教示を受けた。また黒瀬川構造帯の深成岩及び四万十累層群中の深成岩礫の検鏡については、地質部広域地質課の山田直利技官の教示を受けた。本研究で使用した薄片は、技術部特殊技術課の大野正一・故村上正・宮本昭正・安部正治・佐藤芳治の各技官が作成した。金属鉱業事業団からは、広域調査日の影地域の試錐資料の現地検討に際し、種々の便宜をはかっていただいた。

I. 地 形

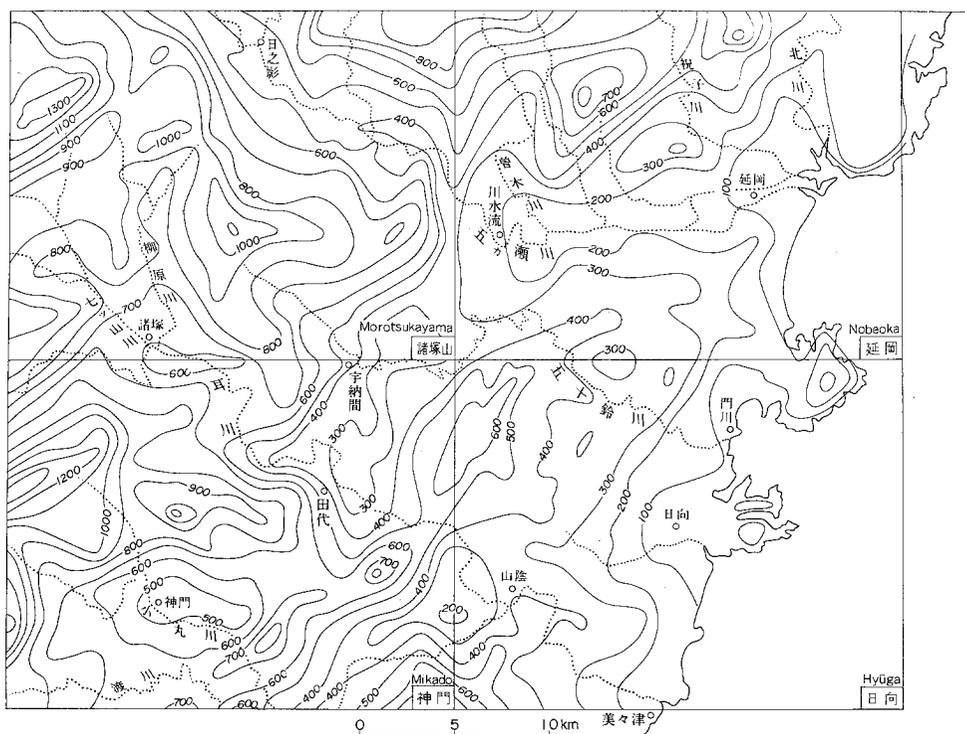
諸塚山地域は九州南東部に位置し、九州山地の一部を占めている。第1図は本地域とその隣接地域の接峰面図である。この図から分かるように、神門・宇納間・川水流・延岡を連ねる地域に幅3-7kmの凹地帯があり、これより北西側は九州山地の主体で、接峰面高度400-1,300mの山地からなる。凹地帯の南西側には狭長な山嶺と凹地帯が交互に配列している。このような特徴から、この地域は北西側から諸塚・椎葉山地(I)、神門—川水流凹地帯¹⁾(II)、珍神山山嶺(III)、門川低山地(IV)、坪谷—日向凹地帯²⁾(V)、尾鈴山山塊(VI)に地形区分される(第2図)。

諸塚・椎葉山地は秩父帯の中・古生界、四万十帯の白亜系諸塚層群及び第三系神門層で構成される。この山地と神門—川水流凹地帯との境は、神門層の南縁を画する大藪・日陰山衝上の前縁部にほぼ相当する。神門—川水流凹地帯は第三系日向層群の泥質岩に富む部分で構成されており、凹地帯内には神門・田代・宇納間に各盆地がある。これらの盆地には更新世末期の阿蘇火砕流堆積物が比較的良好に残存している(第3図)。珍神山山嶺は日向層群の砂岩に富む部分からなり、稜線の北東端は延岡市の愛宕山に及ぶ。日向市北西の門川低山地は日向層群の砂岩と泥質岩からなり、接峰面高度400m以下で、海岸に向かって徐々に高度を減じている。この低山地には、上井野付近に接峰面高度300m以下の盆地がある。坪谷—日向凹地帯は日向層群の泥質岩に富む部分で構成されている。この凹地帯にも、坪谷付近に

*1) 地質部 *2) 環境地質部

1) 今井ほか(1979)の神門・田代凹地帯を含む。

2) 今井ほか(1979)の坪谷盆地を含む。

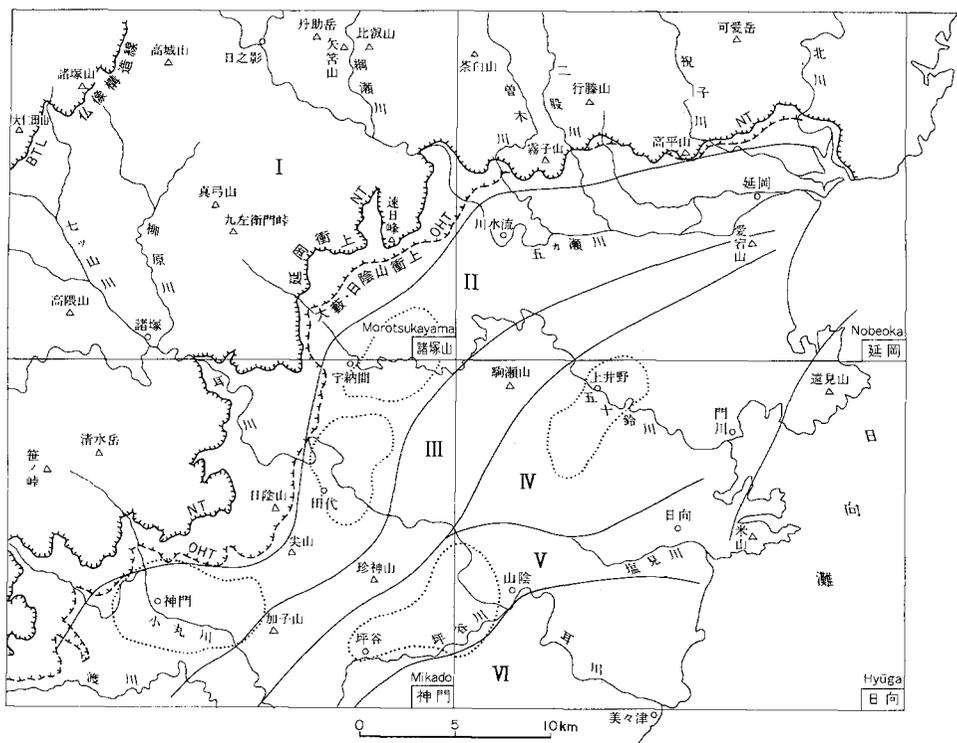


第1図 諸塚山及びその周辺地域の接峰面図
Summit level map of the Morotsukayama district and its adjacent area.

接峰面高度300m以下の盆地がある。尾鈴山酸性岩類からなる尾鈴山山塊は北西側に急斜し、南東側に緩斜した山形をなし、日向灘に向かって高度を減じている。なお日向灘に面して孤立して存在する遠見山と米山はともに尾鈴山酸性岩類からなっている。本来尾鈴山山塊の一部であったものが、五十鈴川や旧耳川の浸食により分断され、取り残されたものであろう。

このように、地形区分の大勢は北東—南西方向に帯状配列する四万十累層群や尾鈴山酸性岩類などの岩質による差別浸食の結果をよく現わしている。これに対し、五ヶ瀬川・五十鈴川・耳川・小丸川などの主要河川は帯状構造を横切って北西から南東へと流下している。この傾向は南東側が沈下する傾動運動に起因するものであろう。第1図によれば、小丸川・耳川・五十鈴川のなす谷は珍神山山嶺を横切っていない。したがって、神門—川水流凹地帯は旧河道をなし、これに小丸川や耳川や五ヶ瀬川などが合流して延岡の海岸に注いでいたものと思われる。このことは、田代・宇納間・川水流付近に阿蘇火砕流堆積物が比較的良好に残存していること（第3図）や、阿蘇火砕流堆積物の下にしばしば旧河床と思われる礫層があることからうかがえる。その後各河川が珍神山山嶺を横切ったため、旧河道は凹地帯としてその名残りをとどめたのであろう。

しかし、珍神山山嶺を横切った耳川や小丸川は、再び尾鈴山山塊にさえぎられて流路を北東にとり、日向の海岸に注いだものと思われる。坪谷—日向凹地帯はその名残りであろう。小丸川や耳川が尾鈴山山塊を横切るのは、これらの河川争奪の最末期である。沖積平地の発達延岡が著しく、日向がこれに



第2図 諸塚山及びその周辺地域の地形区分図

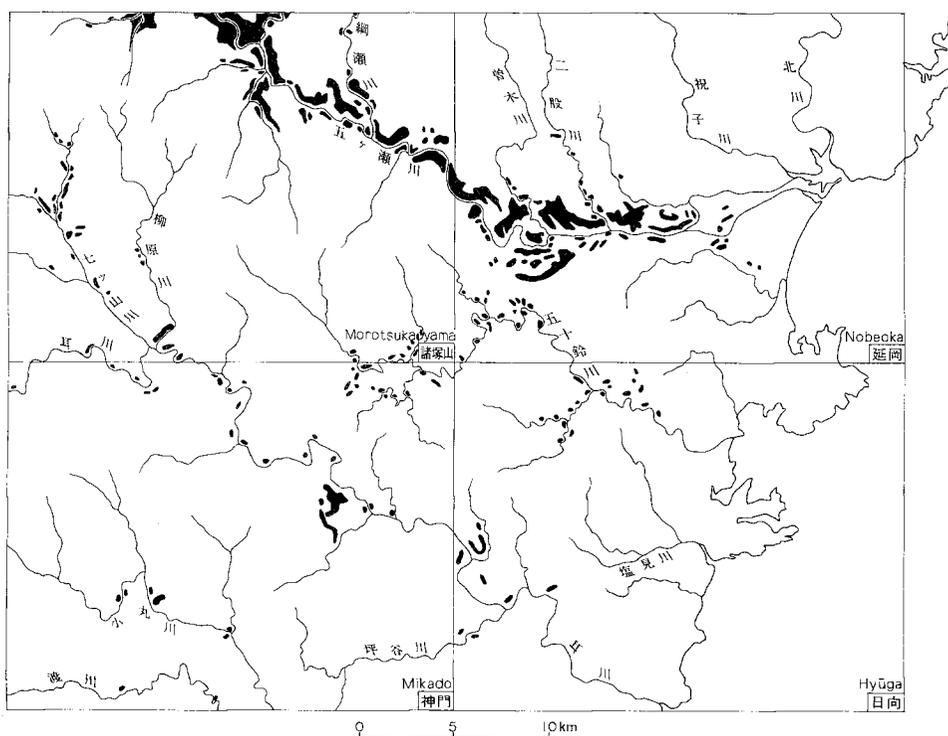
Classification of landform of the Morotsukayama district and its adjacent area.
 BTL: Butsuzō Tectonic Line, NT: Nobeoka Thrust, OT: Ōyabu Thrust, I: 諸塚・椎葉山地 Morotsuka-Shiiba Mountain, II: 神門一川水流凹地帯 Mikado-Kawazuru Trough, III: 珍神山山嶺 Chinjinzan ridge, IV: 門川低山地 Kadogawa Foreland, V: 坪谷一日向凹地帯 Tsuboya-Hyūga Trough, VI: 尾鈴山山塊 Osuzuyama Block

次ぐが、現在の耳川の河口、美々津に沖積平地がほとんどないことは、このことをよく示している。阿蘇火砕流の流出はこれらの河川争奪後のことで、この時期には現地形はほぼ形成されていたものと思われる。

諸塚山地域の大部分は以上の地形区分のうち諸塚・椎葉山地からなり、南東隅に神門一川水流凹地帯がある。

諸塚・椎葉山地

接峰面高度400-1,300mの山地で、等高線の間隔の密な北西隅の地域と、その南東側の等高線の間隔の比較的粗い地域とに大別される。北西隅の地域は主として秩父帯の中・古生界からなり、諸塚山地域で最高峰の諸塚山(1,341m)とその南西の大仁田山(1,315m)を連ねる山稜の伸びは、北東-南西方向をとる秩父帯の構造配列とよく調和している。秩父帯と四万十帯とを境する仏像構造線は接峰面高度1,100m付近を通る。これより南東側の地域は主として四万十帯の白亜系からなる。第1図において、接峰面等高線800mの東縁を連ねる線は本地域の東に著しく偏っており、また接峰面高度1,100m以上の等高線は北域の北西隅にある。したがって、接峰面高度900-1,000m付近に高位平坦面が存在していたことが推定される。この平坦面は南東流する五ヶ瀬川や耳川の支流柳原川・七ツ山川に浸食されて、現在では



第3図 阿蘇火砕流堆積物の分布
Distribution of Aso Pyroclastic Flow Deposit.



第4図 椎葉・諸塚山地の山なみ

その原形をとどめず、山稜の伸びも北西 - 南東性のものが多い (第4図)。なお、接峰面図には表現されないが、諸塚山地域の北東部に、屹立した山稜がほぼ西北西 - 東南東方向に連なっている。丹助岳 (736 m)・矢筈岳 (660m)・比叡山 (760m) などがそれで、これらは新第三紀の花崗斑岩の環状岩脈で構成されている。その東の延長は延岡地域で行藤山 (831m)・可愛岳 (728m) へと連なる。これらも急崖

をなしている。

諸塚山地域を流れる主要河川は、五ヶ瀬川・耳川・五十鈴川及びそれらの支流である。五ヶ瀬川本流は本地域内では地層の一般走向にほぼ直交して南東流するが、延岡地域の川水流付近で向きを変えて東流する。この流路の曲折点は神門一川水流凹地帯の中にある。五ヶ瀬川の支流は、南流又は北流するものが多いが、日之影付近の迫川や、その北の秋元川などは東流する傾向がある。なお南流する綱瀬川は花崗斑岩の環状岩脈を深くうがって、これを横切っている。

五ヶ瀬川の流域には顕著な段丘が発達している。日之影・槇峰付近の段丘面は標高220-260mで、現河床よりの比高は140mに達する。また、八戸・八峽^{やがひ}付近及びその南東には標高100-140m、比高60-100mの段丘面がある（第5図）。これらの面は阿蘇火砕流堆積物の浸食面に相当する。この火砕流堆積物の直下には厚さ数mの段丘堆積物があり、旧河床の跡を残している。耳川本流は諸塚山地域の南西隅では東流するが、諸塚付近で向きを変え、地層の一般走向にほぼ直交して南東流する。耳川の支流柳原川と七ツ山川は南東流し、それらの流路は比較的直線状で、支流はいずれも小さい。柳原川や七ツ山川にも段丘地形が見られるが、五ヶ瀬川流域に比べると規模が小さく、分布も断片的である。諸塚付近では段丘面の高さは標高240m±、比高約100mである。段丘面を構成する阿蘇火砕流堆積物の分布も断片的で、大部分は削剝されたものと思われる。五十鈴川は、七ツ山川や柳原川と平行して南東流するが、宇納間付近で向きを変えて東流する。この流路の曲折点も神門一川水流凹地帯の中にある。五十鈴川及びその支流の秋元川にも小規模ながら段丘らしい地形が断片的に見られるが、椎葉・諸塚山内では河川勾配が急なため、面としての連続性に乏しく、堆積物の有無も確認されない。

神門一川水流凹地帯

椎葉・諸塚山地と珍神山山嶺に挟まれた狭長な凹地帯で、前述のように旧河道と推定される。諸塚山



第5図 日之影付近の河岸段丘
River terrace, near Hinokage.

地域の南東隅はその一部で占められる。この付近では凹地帯は幅約5km、接峰面高度400m以下である。宇納間付近には接峰面高度300m以下の盆地がある。盆地内には阿蘇火砕流堆積物が点々と残存している。五十鈴川は凹地帯に入ると流路を変え、河川勾配が緩くなって下刻が弱まり、小さな蛇行が多くなる。流域には氾濫原堆積物が見られる。宇納間付近や秋元川の下流部には、比高30m以下の小規模な段丘が点在しており、その一部は阿蘇火砕流堆積物に被覆されている。段丘面の高さは、宇納間付近で標高160-200m、比高10-30mである。

II. 地 質

II. 1 地質概説

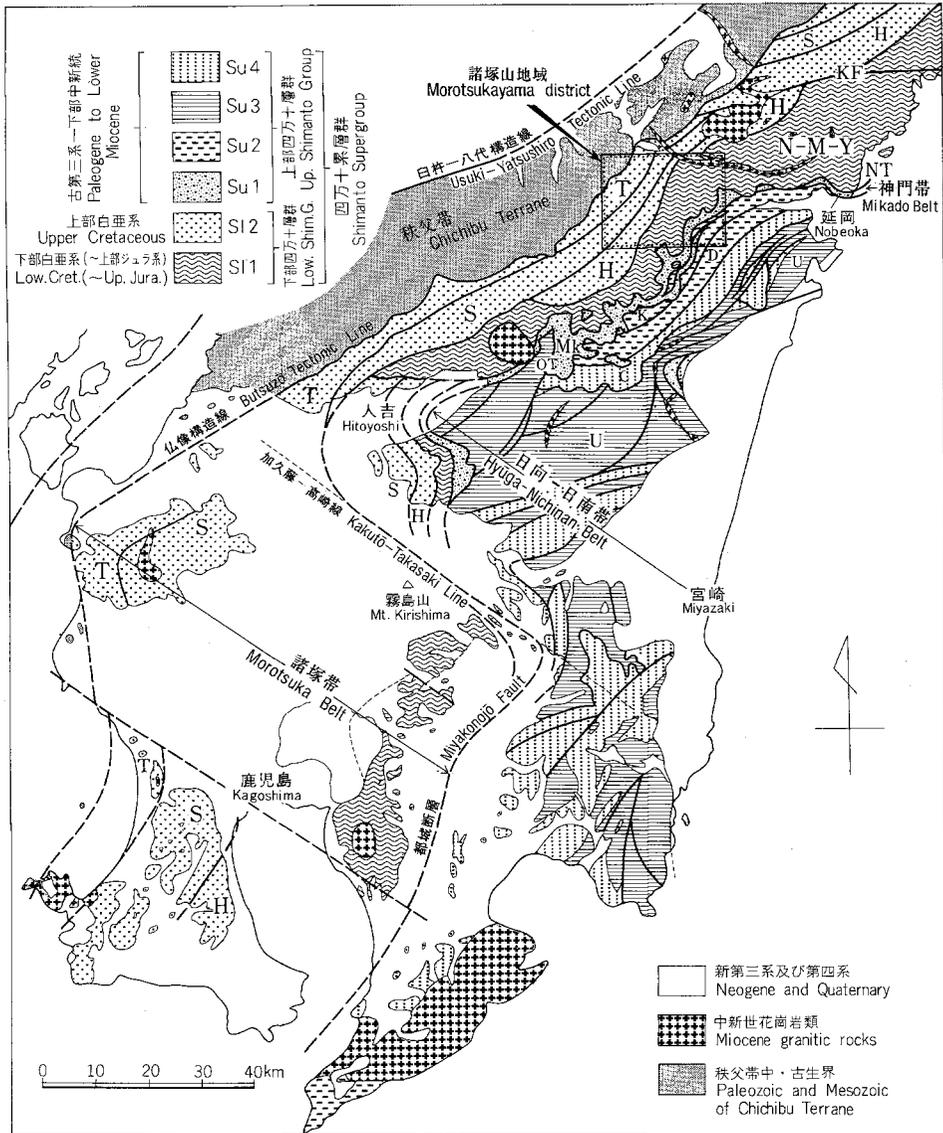
九州南東部の諸塚山地帯は、西南日本外帯に位置し、地域の北西隅は秩父帯に、他はすべて四万十帯に属する。秩父帯と四万十帯とは仏像構造線¹⁾で境される。

九州の秩父帯は北帯・中帯・南帯及び三宝山帯に区分されるが、本地域では北帯を欠き、飯干峠^{いひぼし}の北では白岩山衝上断層により中帯が三宝山帯に接している。中帯と南帯は主として地向斜相の二疊系—ジュラ系からなる。前者は泥質岩を主とするが、後者には砂岩やチャートが多い。三宝山帯には石灰岩や塩基性岩類で特徴づけられる三疊系・ジュラ系が分布する。また、中帯には黒瀬川構造帯の圧砕花崗岩がレンズ状に分布するが、シルルーデボン系は見られない。浅海性の中生層としては、上部三疊系の戸根川山層及び上部ジュラ系の大石層が中帯に分布し、上部ジュラ系水の口層が三宝山帯の北縁に分布する。

九州四万十帯の四万十累層群は、塩基性火山岩類を伴う厚い地向斜堆積物からなり、その地質時代は中生代後期から第三紀中頃に及ぶ。四万十累層群の各層は、多くの走向断層に切られ、また大小の屈曲構造や雁行構造をなして、複雑な地質構造を呈するが、それらの層相・砂岩組成・地質構造・変成度などにより、九州の四万十帯は北西側から諸塚帯・神門帯・日向—日南帯³⁾に構造区分される(第6図)。四万十累層群の砂岩組成は、白亜系と第三系では著しく相違し、白亜紀末から古第三紀初頭にかけての後背地の古地理的変化が推定される。また四万十累層群は、新第三紀花崗岩類の貫入による接触変成作用に先行して、低度広域変成作用を受けている。

諸塚山地帯の四万十累層群は白亜系諸塚層群、古第三系神門層及び古第三系—下部中新統の日向層群からなる。諸塚層群の下部は千枚岩と砂岩からなり、塩基性岩類を伴う。槇峰付近ではこの塩基性岩類に関連する層状含銅硫化鉄鉱床が各地に見られる。上部は砂岩と頁岩の種々の規模の互層からなり、下部に比べると砂岩が多く、塩基性岩類は少ない。上部には酸性凝灰岩や礫岩が見られる。仏像構造線近くの礫岩には石灰岩の小礫が多く、白亜紀堆積盆地の縁辺相を示している。延岡衝上を介して諸塚層群に接する神門層は、主として剪断泥質岩と塩基性岩類からなり、全般に著しく圧砕されているが、圧砕の程度は延岡衝上に近づくほど強くなる。日向層群は砂岩と頁岩の種々の規模の互層からなり、上部には赤色頁岩や礫岩があるが、本地域では下部が分布するにすぎない。

3) 日向—日南帯は第三系分布地帯の総称で、北部は日向帯、南部は日南帯と呼ばれる。



第6図 九州四万十帯の地質概略図(寺岡ほか, 1981を簡略化)

Generalized geologic map of the Shimanto Terrane in Kyūshū (Simplified from TERAOKA *et al.*, 1981). N-M-Y: 長瀬・嶺峰・八戸層 (Nagase, Makimine and Yato Formations), H: 日の影層 (Hinokage Formation), S: 椎葉層 (Shiiba Formation), T: 十根川層 (Tonegawa Formation), Mk: 神門層 (Mikado Formation), K: 鬼神野層 (Kijino Formation), D: 渡川層 (Dogawa Formation), U: 上井野層 (Uwaino Formation), C: 珍神山層 (Chinjinzan Formation), NT: 延岡衝上 (Nobeoka Thrust), OT: 大藪衝上 (Ōyabu Thrust), KF: 蒲江断層 (Kamae Fault)

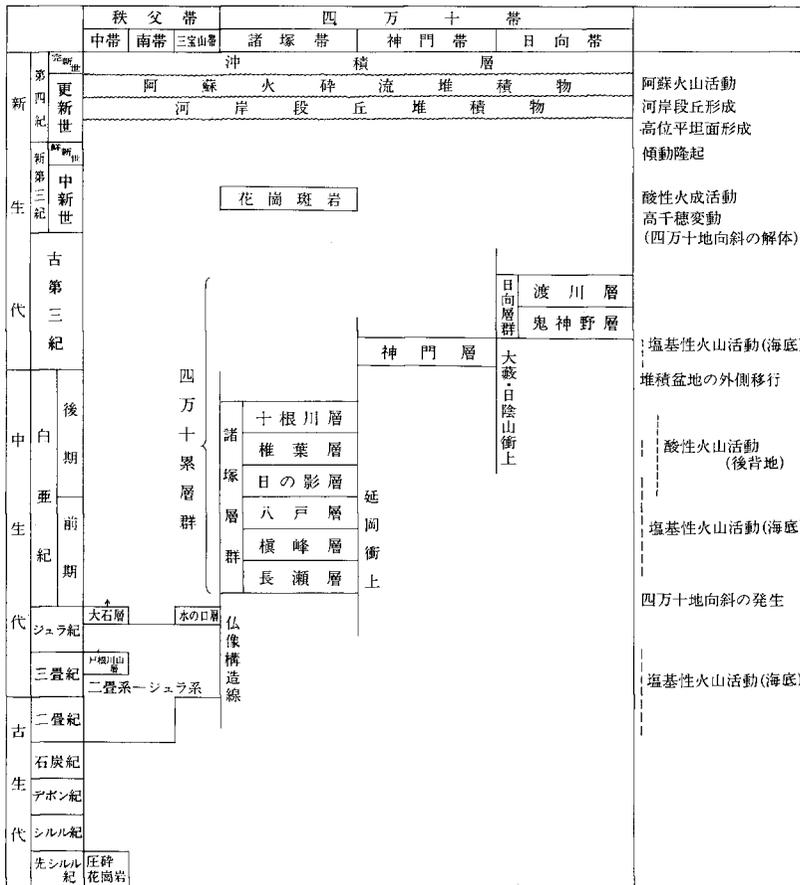
これらの各層は北東-南西方向の一般走向をもち、大部分北西に傾斜するが、五ヶ瀬川流域をほぼ軸とし北西に張り出した屈曲構造をなす。全域を通じ走向断層が多く、延岡衝上などの低角の衝上断層も発達する。神門帯の南東縁部には複雑な覆瓦構造がみられる。これらの地質構造が完成したのは中新世前期の末葉で、この変動は高千穂変動と呼ばれている。広域変成作用からみると、諸塚帯の南部はアク

チノ閃石帯、北部はぶどう石・パンペリー石帯に属し、層序的には上部から下部に向かって変成度が高くなる。神門帯はぶどう石・パンペリー石帯に属し、諸塚帯のアクチノ閃石帯とは延岡衝上で明瞭に境される。日向帯の変成度は神門帯と同じかそれより低い。

高千穂変動の後、四万十帯は酸性火成活動の場となる。大崩山・市房山などの花崗岩類、尾鈴山酸性岩類などの貫入や噴出がそれで、大崩山花崗岩類を取り巻くように分布する花崗斑岩の環状岩脈の一部は本地域にも露出する。大崩山花崗岩類は13.8Maで中新世中期を示すことから、これに伴う花崗斑岩の年代もほぼ同じ頃と思われる。

九州四万十帯東部では、その後中新世後期—鮮新世の海成の宮崎層群が堆積するが、本地域は長い間傾動隆起を続け、削剝を受ける。接峰面高度900-1,000mの高位平坦面が形成されたのは、恐らく更新世中期であろう。この平坦面は旧河川によって侵食され、旧河川は河川争奪を行いながら、更新世中期の末には現地地形がほぼできたものと思われる。更新世後期には、阿蘇火山の爆発により4次にわたる火砕流の流出があるが、本地域に見られるものは、その後期の阿蘇-3、阿蘇-4火砕流堆積物のみである。このうち大部分は阿蘇-4火砕流堆積物で、阿蘇-3火砕流堆積物の分布はごく一部に限られる。これらは主要河川の河谷ばかりでなく、旧段丘面をも埋積するが、その後五ヶ瀬川以外の河川では火砕流堆積物の大部分が削剝された。現在各地に点々と分布する火砕流堆積物はその名残りである。

第1表 地質総括表
Stratigraphy and geologic history of the Morotsukayama district.



なお、前述のように秩父帯の中・古生界や四万十層群を变形させた褶曲・断層運動及び環状岩脈を生じた火成活動はすべて第三紀以前に完了しており、第四紀には諸塚山地域は降起・削剝の場となっている。そのため第四紀の堆積物は全般に乏しく、阿蘇火砕流堆積物や段丘堆積物を切るような活断層もこれまでのところ確認されていない（第1表）。

II. 2 秩父帯の中・古生界

九州の秩父帯は、中・古生界の分布状態や層相から、北帯・中帯・南帯及び三宝山帯に区分される（寺岡ほか，1981a・b）。これらは北東-南西方向に帯状配列する。このうち北帯が塩基性岩類の発達で特徴づけられるのに対し、中帯は泥質岩に富み、塩基性岩類及び石灰岩の大岩体を伴う。南帯には砂岩やチャートが多く、三宝山帯は石灰岩や塩基性岩類に富む。これらは地向斜性堆積物であり、大部分古生層、一部三疊系とされていたが、最近九州でも各地で“古生層”のチャート層から三疊紀のコノドント化石が発見され、その多くは二疊系及び三疊系とみなされるようになった。更に最近では全国各地の“本州”地向斜堆積物から産出した放射虫化石により広範囲にジュラ系が分布することが明らかになり、九州においてもこの地向斜堆積物の時代的上限がジュラ紀に及ぶ可能性が強くなった。上記各帯のうち、北帯は二疊・三疊系を、中帯と南帯は二疊系-ジュラ系を、三宝山帯は三疊系・ジュラ系を主体としている。黒瀬川構造帯の古期岩類は中帯以北に分布し、レンズ状岩体をなして雁行配列する。これらは先シルル紀の花崗岩・変成岩、シルルーデボン系である。一方、前記の地向斜性堆積物とは別に、秩父帯には浅海性中生界が分布する。その多くは中帯以北にある。

諸塚山地域の秩父帯は中帯・南帯・三宝山帯で占められる。この3帯の中・古生界をあわせたものは、西隣鞍岡地域における^{ゆるぎだけ}揺岳層（神戸，1957）に相当する。地向斜性堆積物として、中帯・南帯には二疊系-ジュラ系が、三宝山帯には三疊系・ジュラ系が分布する。本地域では中帯と南帯とを境する白岩山衝上断層（村田，1981）が南東に張り出して、飯干峠付近で中帯が直接三宝山帯に接している。本地域の北西隅には蛇紋岩に伴われた圧碎花崗岩の小岩体が分布する。これらは鞍岡地域における鞍岡火成岩類の更に外側（南東側）に位置するものであるが、いずれも黒瀬川構造帯の構成要素とみなされる。このほか浅海性の中生層として、上部三疊系戸根川層と上部ジュラ系大石層が中帯に、上部ジュラ系水の口層が三宝山帯の北縁部に分布する。

II. 2. 1 圧碎花崗岩類

諸塚山地域の北西隅に3列の圧碎花崗岩類の小岩体がある。これらは中帯に挟まれる中生界の大石層及び戸根川山層と断層で接しており、この断層に沿って蛇紋岩が発達している。岩体はいずれも小レンズ状をなし、中央のものでも幅約150m、長さ約1.5kmにすぎない。岩体の配列は北北東-南南西方向で、中帯の二疊系-ジュラ系の一般走向とは、本地域では部分的に斜交関係をなすが、大局的には調和している。これらは西隣鞍岡地域の鞍岡火成岩類（神戸，1957）の外側約3.5kmの範囲内に位置し、シルルーデボン系の祇園山層（斎藤・神戸，1954）を伴わないが、岩質からみて黒瀬川構造帯の構成要素をなすものと思われる。圧碎花崗岩類の時代については、本地域では明らかでないが、鞍岡火成岩類や熊

本県の八代火成岩類などとの関連性から、先シルル紀である可能性が高い。

圧砕花崗岩類は灰色—青灰色を呈し、圧砕に伴う弱い片理が見られる。岩質は変化に富み、トーナラル岩や花崗閃緑岩などからなる。鏡下では石英・斜長石・黒雲母を主とし、カリ長石の量は変化する。いずれも多少とも破碎されており、マイロナイト組織を有するものもある（第1図版）。全体に低度の変成作用を受けており、斜長石は曹長石化され、その中に細粒のセリサイト・緑れん石・方解石が生じている。苦鉄質鉱物は緑泥石・方解石・粘土鉱物に変わっている。圧砕され、細片化した部分ではぶどう石・方解石の細脈が生じている。

II. 2. 2 秩父帯の二畳系—ジュラ系

II. 2. 2. 1 中帯の二畳系—ジュラ系

秩父帯の中帯は、北帯とは鞍岡火成岩類やシルルーデボン系祇園山層からなる構造帯で境される。また南帯とは白岩山衝上断層で境されるが、前述のように飯干峠付近では南帯を欠いて中帯が三宝山帯に接している。

本地域における中帯の二畳系—ジュラ系は粘板岩を主とし、砂岩・チャート・石灰岩・塩基性岩類を伴う。粘板岩は一般に黒色で、しばしば千枚岩状を呈し、中粒—細粒砂岩やチャートを挟み、またときにこれらと薄互層する。チャートは塊状ないし縞状（2-5cm幅）をなし、前者は白色を、後者は暗灰、灰白、青灰、黄褐色など雑色を呈する。縞状チャートは小褶曲をなすことが多い。石灰岩は赤土岸山の北方及び南方の粘板岩砂岩互層中に5m位の厚さでレンズ状をなして分布する。塩基性岩類は玄武岩溶岩及び火砕岩からなり、赤土岸山の北では戸板川山層及び圧砕花崗岩類に接してレンズ状に分布する。この岩体は幅約500m、長さ3.5km以上あり、数枚の黒色粘板岩層を挟む。上・下限とも断層で切られるため、層序的位置づけは明らかでないが、蛇紋岩を挟有することやその分布が圧砕花崗岩類のそれと平行的であることなどから、より古期のものである可能性もある。これらの二畳系—ジュラ系は全般に北東—南西の走向を有し、北西に50-70°傾斜するが、圧砕花崗岩類・大石層・戸根川山層とは断層関係にあり、構造帯に沿う複雑な地質構造をなしているものと思われる。

本地域における中帯の二畳系—ジュラ系中、戸根川山層の北西方のチャート層からは *Cornudina breviramulis minor* KOZUR, *Cypridodella muelleri* (TATGE), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Neohindeodella multihamata* (HUCKRIEDE), *N. triassica* (MULLER), *Neospathodus homeri* (BENDER), *N. timorensis* (NOGAMI), *Xaniognathus saginatus* (HUCKRIEDE), 飯干峠北方のチャート層からは *Cypridodella muelleri* (TATGE), *Neohindeodella triassica* (MULLER), *Neospathodus homeri* (BENDER), *N. timorensis* (NOGAMI) からなる三畳紀前期—中期（後期スキティアン—前期アニシアン）のコノドントを産し、鞍岡地域の白岩山の北側のチャートからは *Epigondolella abunepits* (HUCKRIEDE), *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV and STEFANOV), *Cypridodella mediocris* (TATGE), *Diplododella magnidentata* (TATGE), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Neohindeodella aequiramosa* KOZUR and MOSTLER, *Misikella hernsteini* (MOSTLER), *Neospathodus homeri* (BENDER), *Pollognathus kochi* (HUCKRIEDE), *Xaniognathus kockeli* (TATGE) などの三畳紀前期—後期（後期スキティアン—ノーリアン）のコノドントのほか、*Neogondolella* sp., *Hindeodella* sp., *Neostreptognathodus*? sp, *Anchignathodus* sp., *Neogondolella rosenkrantzi* (BENDER and STOPPEL) の二畳紀中期—後期のコノドント

トを産する(村田, 1981). 更に本地域の戸根川山層より南の石灰岩からは *Neoschwagerina margaritae* DEPRAT を産する(村田, 1981). 一方鞍岡地域における戸根川山層より南の中帯の石灰岩からは *Yabeina gobosa* YABE, *Neoschwagerina margaritae* DEPRAT, *N. cfr. colaniae* OZAWA, *N. craticulifera* (SCHWAGER), *N. simplex* (OZAWA), *schwagerina cfr. japonica* (GÜMBEL), *schwagerina* sp., *Misellina* aff. *claudiae* (DEPRAT) など二畳紀中期の紡錘虫を産することが知られている(神戸, 1957). 北隣三田井地域の皿系付近の上村層も中帯の南縁部とみなされるが, この地層からは前期三畳紀の二枚貝, アンモナイト, 巻貝などの化石を産し(神戸・斎藤, 1957; 神戸, 1963), また三畳紀前期から後期に及ぶコノドントを産する(渡辺ほか, 1979). なお三畳系上村層の直下には中部—上部二畳系の石灰岩(三田井層)がある(渡辺ほか, 1979). 更に前述のように最近ではジュラ系が広く分布する可能性が強くなった. これらのことを考えあわせると, 中帯の地向斜相堆積物は二畳紀中期からジュラ紀に及ぶ地層からなるものと思われる.

II. 2. 2. 2 南帯の二畳系—ジュラ系

本地域における南帯の二畳系—ジュラ系は, 東は三宝山帯の三畳系・ジュラ系と断層で接し, 西は白岩山衝上断層を介して中帯の二畳系—ジュラ系に接するが, 水の口の南西方で白岩山衝上断層に切られて尖滅し, 鞍岡地域で再び現われる.

南帯の二畳系—ジュラ系は砂岩・粘板岩・チャート・石灰岩などからなり, 砂岩とチャートの発達で特徴づけられる. ただし, 本地域ではチャートは比較的少ない. 砂岩は一般に暗灰色中粒で, 塊状を呈し, しばしば10m以上の厚層をなす. また, 黒色粘板岩を挟有し, ときに10cm前後の薄互層をなす(第7図). 蔵の平の西には砂岩と黒色粘板岩の厚互層があり, その中の砂岩の一部は, 粘板岩の小角



第7図 秩父帯南帯の砂岩粘板岩薄互層 蔵の平
Interbedded sandstone and slate of the Southern Belt, Chichibu Terrane, Kurano-daira.



第8図 秩父帯南帯の縞状チャート 秋元北西0.5km
Banded chert of the Southern Belt, Clichibu Terrane, 0.5km northwest of Akimoto.

礫やときには径0.2-10cmの暗灰色チャートの円礫を含み、厚さ約3mの礫岩となることもある。チャートには白色塊状のものと雑色縞状のもの（第8図）とがあり、前者は10m以上の厚層をなすことが多く、後者は粘板岩や砂岩と帯状互層をなすことがある。石灰岩は水の口西方の砂岩粘板岩互層中に厚さ約5mのレンズ状をなして露出している。これらの地層は、全般にN45-80°Eの走向を有し、北西に30-80°傾斜するが、一部に逆傾斜の所もある。

本地域の南帯からは時代決定に有効な化石はまだ発見されないが、鞍岡地域では十根川沿い胡摩山付近のチャート層から多数のコノドントを産し、それらの示す地質時代は後期スキティアンから後期ノーリアンに及ぶが、そのうち特定のチャートからは二疊紀中期-後期のコノドント *Neogondolella sp.*, *Hindeodella sp.*, *Anchignathodus sp.* を産し、また白岩山の南のチャートからも同様の二疊紀コノドント化石を産する（村田，1981）。これらのこと及び中帯と同様ジュラ系の存在する可能性が強いことから南帯も二疊紀中期-ジュラ紀の地層からなるものと思われる。

II. 2. 2. 3 三宝山帯の三疊系・ジュラ系

九州の三宝山帯は神瀬層群（勘米良ほか，1964）で代表されるように石灰岩・塩基性岩類・チャート・粘板岩などからなり、石灰岩が卓越する。このような岩相は仏像構造線に沿ってその北側に連続して見られ、中帯や南帯の岩相とは明瞭に区別される。

本地域の三宝山帯の三疊系・ジュラ系は、南帯の二疊系-ジュラ系とは断層関係にあるが、飯干峠付近では中帯の二疊系-ジュラ系に衝上される。南東縁は仏像構造線を介して四十累層群に接する。なお水の口付近では上部ジュラ系水の口層がレンズ状に挟まれる。三疊系・ジュラ系は石灰岩・塩基性岩類・チャート・粘板岩・砂岩からなり全般に石灰岩が優勢で、飯干峠付近ではチャートが多い。石灰岩



第9図 三宝山帯の石灰岩及び粘板岩 飯干峠南東1.5km
Limestone and slate of the Sambōsan Belt, 1.5km southeast of Iiboshi-tōge.

は乳白色を呈し、塊状で、化石に乏しい。しばしば50-100cmの間隔で黒色粘板岩の薄層を挟む(第9図)。塩基性岩類は玄武岩溶岩及び火砕岩からなり、石灰岩やチャートと互層し、ときに火砕岩中に石灰岩礫を含む。チャートには灰白色の塊状チャートと雑色の層状チャートがある。後者は堅硬・緻密で、その一部は飾り石として採石されることがある。厚いチャートの岩体では黒色粘板岩を挟む。黒色粘板岩は概して南西に向かって多くなる。砂岩は量的には乏しい。これらの地層は北東-南西方向の一般走向をもち、北西に40-70°傾斜するが、走向断層が多く、層序的位置づけは難しい。なお一般走向は仏像構造線と平行している。

本地域では、飯干峠南西方の粘板岩中の石灰岩礫からジュラ紀の可能性のある珊瑚・海綿・腕足貝化石の産出が知られている(村田, 1981)以外、時代決定に有効な化石は未発見である。しかし、鞍岡地域の胡摩山南方の石灰岩から *Epigondolella primita* MOSHER を、チャートから *Neogondolella polygnathiformis* BUDUROV and STEFANOV, *Epigondolella bidentata* MOSHER, *Misikella hernsteini* MOSHER などの三疊紀後期(カーニアン-後期ノーリアン)のコノドントを産する(村田, 1981)。なお、熊本県南部の神瀬層群の地質時代は紡錘虫・珊瑚・海綿・石灰藻などの化石の産出から、二疊紀後期-三疊紀後期と

されている（勘米良ほか，1964）．これらのことから，本地域の三宝山帯の地層は，二畳系を含む可能性はあるものの，大部分は三畳系で，上限はジュラ系に及ぶ可能性が多い．

II. 2. 3 戸根川山層

本地域の北西隅から西隣鞍岡地域にかけて，中帯中に細長くレンズ状をなして分布する．多くの場合塩基性岩類・圧砕花崗岩類・蛇紋岩に接していることから，構造帯に沿ってレンズ状に挟みこまれたものと思われるが，地層はそれ程乱れていない．

本層は砂岩・頁岩・礫岩からなり，鞍岡地域では戸根川山の西で泥質石灰岩を挟む．レンズ状分布の中心部に長軸方向の向斜軸の存在が推定され，両側に礫岩を伴う粗粒岩があり，中心に向かって砂岩頁岩互層が多くなる．砂岩は中粒—細粒で，ときに礫質となる．頁岩は黒色を呈し，砂岩と互層する．互層部では層理は明瞭であるが，級化層理はあまり見られない．笹の越の南西方の黒色頁岩には生痕が認められる．礫岩は連続性は悪いが，淘汰良好な礫からなり，チャート・花崗岩質岩石・塩基性岩類・砂岩・石灰岩などを含む．

かつて鞍岡地域の戸板川山の西の戸根川山層頁岩中から海百合・蘇虫類及び小型のアンモナイトが発見され，本層の時代がジュラ紀後期と推定された（神戸，1957）．その後，この近くの石灰岩から多数の腕足類及び海百合をはじめ *Oxytoma* cfr. *multistriatum* TOKUYAMA などの二枚貝化石が発見され，本層の大部分が上部三畳系とされた（田村，1960）．なお本地域の笹の越南西方の本層砂岩からは *Monotis* sp.，赤土岸山北西方の鞍岡地域との境界付近の転石砂岩から *Pleuromya* sp.，*Monotis ochotica* (KEYSERLING) 及び *Monotis typica* (KIPARISOVA) を産することが判明しており（村田，1981；宮崎県，1972，1981；神戸・寺岡，1970），これらのことから，本地域の戸根川層もその大部分は上部三畳系（後期カーニアン—後期ノーリアン）とみなされる．

II. 2. 4 水の口層

高千穂町水の口部落東方及び南方に，三宝山帯の三畳系・ジュラ系に挟まれて幅150-200mをもって分布し，黒色頁岩，砂質頁岩及び黒色石灰岩からなる地層があるが，岩相及び含有化石が周辺の三畳系・ジュラ系とは異なることから，水の口層と呼ぶこととする．

水の口層の走向，傾斜は周辺の三畳系・ジュラ系と同様の傾向であり，N45°Eの走向を示し，45°NWに傾斜する．なお周辺の三畳系・ジュラ系とは断層関係にある．本層の黒色石灰岩及び頁岩は不完全な小型二枚貝及びストロマトポラの1種と考えられる化石を産出し，石灰岩は鳥巢式石灰岩の様相を呈する．これだけでは十分な証拠とはいえず，今後十分検討する必要があるが，ジュラ紀後期の鳥巢層群に一応対比しておく．

II. 2. 5 大石層

本層は構造上秩父帯中帯に属し，北隣三田井地域の南西隅から鞍岡地域の祇園山の南にかけて，鞍岡火成岩類の南縁に広く分布するが，本地域ではその一部が北西隅にわずかに分布するにすぎない．中帯の二畳系—ジュラ系との間には，圧砕花崗岩類がレンズ状に挟まれる．

模式地は鞍岡地域の石付附近にあり、そこでは主に頁岩及び砂岩からなり、礫岩を伴う。砂岩は灰白色一白色を呈し、細粒一粗粒で、淘汰はあまり良くない。頁岩は暗灰色を呈し、砂岩と互層する。互層部では成層状態が良い。礫岩は砂岩に伴われることが多く、礫は径10cm以下の円礫からなり、主としてチャート、次いで砂岩・珪質頁岩・花崗岩・石英斑岩を含む。この礫にはシルル系祇園山層の青緑色凝灰岩も含まれる。礫岩の基質は砂質である。

本層からは化石が発見されず、岩相から中生界上部と推定された（神戸，1957）が、鞍岡地域の祇園山の南約800mの地点の砂質頁岩中からアンモナイトが発見され、上部ジュラ系とされた（松本ほか，1970）。この層準は大石層の一部にすぎず、その上限が下部白亜系に及ぶ可能性も残されているが、本文では上部ジュラ系として扱った。この場合、後述の上部ジュラ系水の口層との関係が問題となる。

II. 2. 6 蛇紋岩

蛇紋岩は多くの場合圧砕花崗岩類に伴われるが、一部では塩基性岩類に伴われ、また中帯の二畳系—ジュラ系中にもみられる。その貫入時期については、従来古生代に貫入したものが中生代に再動したものとされているが、本地域では圧砕花崗岩を取り囲む地域、上部ジュラ系大石層と中帯の二畳系—ジュラ系に挟まれた地域、及び二畳系—ジュラ系と上部三畳系戸根川山層とを境する断層の延長上に出現することから、二畳系—ジュラ系、戸根川山層及び大石層の堆積後、帯状構造形成時期に断層に沿って貫入したものと判断される以外、これを解明する手掛かりは得られない。また、蛇紋岩の原岩となる超塩基性岩類の性状についても、本地域ではよくわからない。

II. 3 四万十累層群（白亜系—日下部第三系）

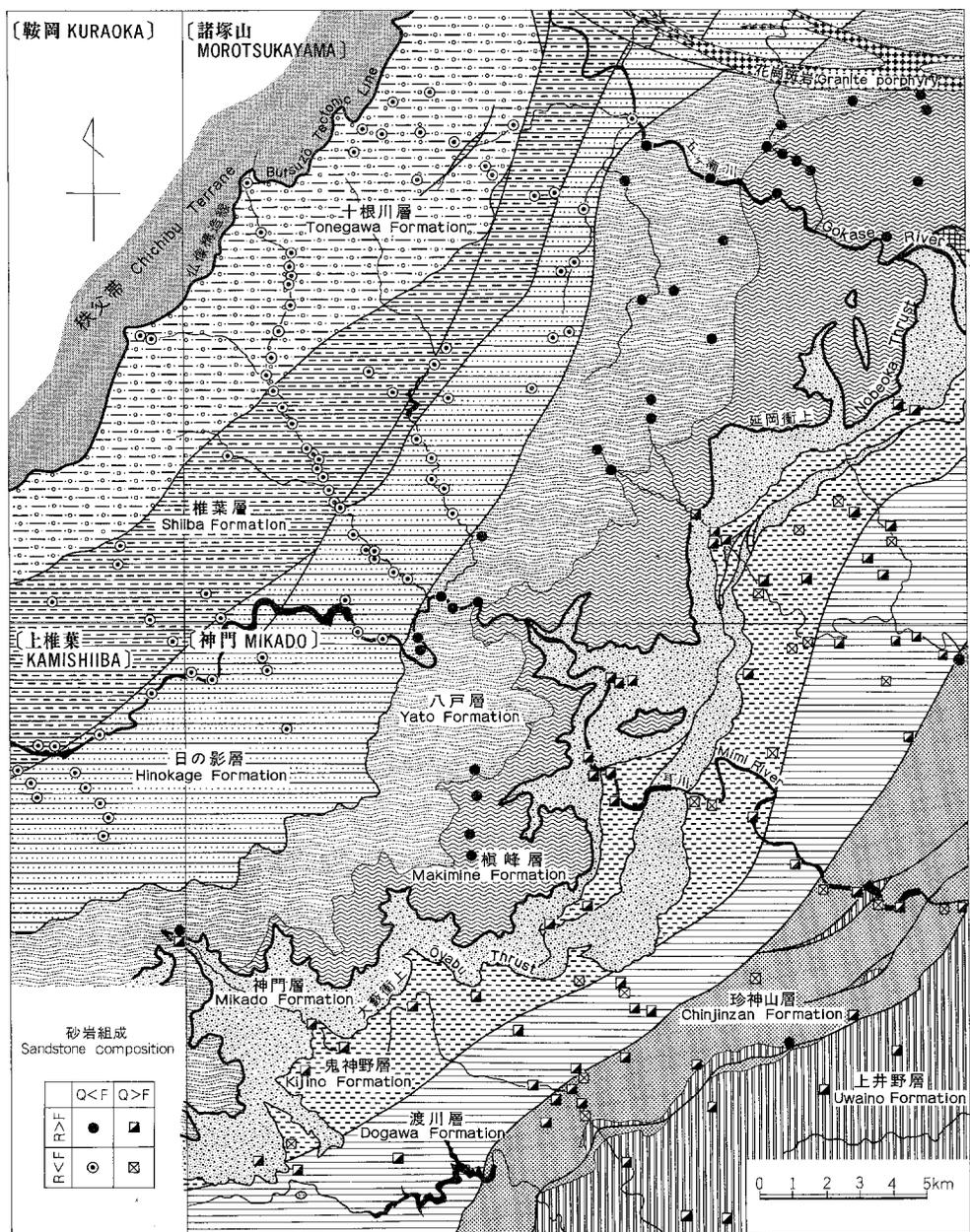
九州四万十帯北東部の四万十累層群は、塩基性岩類を伴う厚い地向斜堆積物からなり、白亜系の諸塚層群、古第三系の神門層、古第三系—下部中新統の日向層群に大別される。諸塚層群と神門層は延岡衝上で、神門層と日向層群は大藪・日陰山衝上⁴⁾で境される。諸塚山地域には諸塚層群の大部分と神門層及び日向層群の下部が露出する（第10図，第2表）。

II. 3. 1 研究史

諸塚山地域及びその周辺地域の四万十累層群については、地域地質的研究のほか、鉱山開発や鉱床成因論などに関連して、古くから多くの研究がなされていた。

伊木（1904）は20万分の1「佐土原」図幅において、九州外帯の先第三系を秩父古生層上中部と時代未詳中生層に2大別した。その境は顕著な千枚岩帯の南縁に当たり、神門地域における延岡衝上（今井ほか，1979）に近い位置にある。ついで野田・納富（1918）は20万分の1「延岡」図幅において、この境を北東に延長したが、その位置は必ずしも千枚岩帯の南縁に一致せず、諸塚山地域内では神門層の分布の南限に近い位置にある。この見解の違いは、含銅硫化鉄鉱床胚胎層準の問題とも関連して、現在ま

4) 神門層の南東縁部は衝上断層群となっており、このために神門層と日向層群との境は、ある地域では大藪衝上であり、他の地域では日陰山衝上である。本文では神門層と日向層群の境を一括して大藪・日陰山衝上と呼ぶことにする。



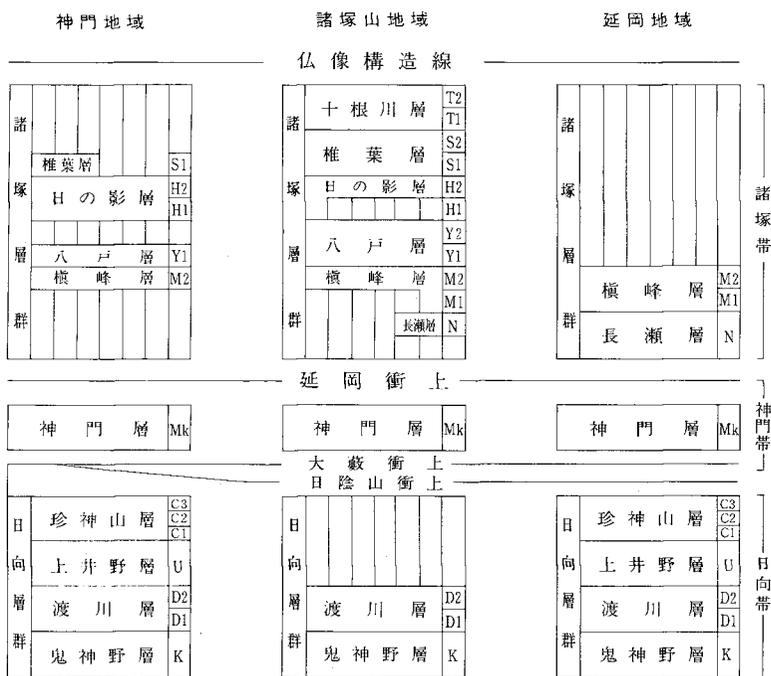
第10図 諸塚山・神門両地域の地質概要及び四万十累層群砂岩組成

Q: 石英 Quartz, F: 長石 Feldspars, R: 岩片 Rock fragments.

Simplified geologic map of the Morotsukayama and Mikado districts, showing modal composition of the Shimanto sandstone.

第2表 諸塚山及びその周辺地域における四万十累層群の層序

Stratigraphic succession of the Shimanto Supergroup of the Morotsukayama district and adjacent areas.



で尾を引くことになる。いずれにしても、檜峰鉾山周辺地域をはじめ、諸塚山地域の大部分は、当時古生界からなるものとされていた。

したがって、含銅硫化鉄鉾床の生成時期についても、古生代末期説が多かった。KATO (1915) は日平・檜峰鉾床の母岩をなす千枚岩を古生層の変成相とみなし、古生代末の地殻変動——動力変成作用——に関連して斑れい岩の進入があり、このために生じた層理面に沿う割れ目に鉾液が侵入して鉾床ができたとした。しかし、野田・納富 (1918)、納富 (1918) は、この塩基性岩はその産状及び鏡下からみて明らかに砕屑岩であるとして、これを古生層中の輝緑凝灰岩とした。納富 (1918) は鉾床の成因には言及していないが、変動時進入岩に起因する KATO 説とは一致しないことになる。

津田 (1925) も檜峰付近の堆積岩類を古生界とみなし、これを千枚岩帯とその北の硬砂岩帯とに区分した。そして千枚岩帯中の塩基性岩を同一マグマから誘導された斑れい岩及び輝緑岩とした。これらは古生代末の変動時に岩床として進入したもので、鉾床は引き続き火山作用による熱水交代鉾床とみなされた。この説は当時の一般の見解であった。しかし山根 (1934) は交代鉾床説を否定し、千枚岩の屈曲の軸部に塩基性岩が分布することから、斑れい岩の貫入により上部の地層が彎曲し、同質マグマに由来する鉾液がその際生じた割れ目に透入して鉾床ができたとして、むしろ鉾床と地質構造との関係を重視し

た。

以上のように、鉾床の生成時期も古生代末とする見解が多かった。しかし、YEHARA (1926) が四万十川統を提唱して以来、その相当層はしだいにジュラ紀鳥巢安芸川統として扱われるようになった。石井 (1939) も 7 万 5 千分の 1 「延岡」図幅地域の先第三系をすべて鳥巢安芸川統として一括した。したがって、その地域に隣接する諸塚山地域の「古生層」もその大部分は中生層に該当することになる。これに関連して、従来古生層の論拠となっていた千枚岩も中生層の変成相とみなされることになった。石井は延岡の北方に東西に走る低角衝上断層を認めているが、これは千枚岩帯の南縁を画するものであり、本地域の延岡衝上の東の延長にはほぼ相当する。なお石井は「延岡」図幅地域に分布する塩基性岩を輝緑岩と輝緑凝灰岩に分け、ともに鳥巢安芸川統に含めている。

その後、立見・森永 (1949) 及び TATSUMI (1953) は、槇峰付近の地層を戸川層 (古生層)・吉の本層 (鳥巢安芸川統の砂岩頁岩互層部)・槇峰層 (鳥巢安芸川統の頁岩部) 及び日の影層 (鳥巢安芸川統の砂岩部) に区分し、これらに含まれる塩基性岩を堆積後の変動時貫入岩とみなした。そして含銅硫化鉄鉾床の成因として、ジュラ紀末ないし白亜紀前期?の変動に伴う塩基性岩の進入及び変成作用を鉾床の生成に関連づけた。鉾床生成の場としては、割れ目の多い褶曲の軸部に当たるとした。その頃、太田 (1951) の槇峰鉾山東部地域、浜地・井上 (1951) の速日鉾山付近の地質調査が行われているが、ともに時代については安芸川相当層ないし時代未詳中生層としており、含銅硫化鉄鉾床の成因にはふれていない。ただ浜地らが速日鉾山付近において鉾床の母岩とした黒色千枚岩は、本地域における槇峰層 M 2 の千枚岩と神門層の剪断泥質岩をあわせたものである。

九州においてはじめて秩父帯と四万十帯とを境する仏像構造線の位置が明示されたのは、50 万分の 1 地質図幅「鹿児島」第 1 版 (地質調査所, 1954) においてであって、これによって仏像構造線の一部が本地域の北西部を通ることが明らかになった。しかし四万十累層群については、時代未詳中生層として一括されるにとどまった。諸塚山地域及びその周辺地域の知識が急速に増大したのは、斎藤ほか (1955) の「宮崎県北西部五箇瀬川耳川上流地方地質図」に負うところが多い。この地質図で秩父帯の中・古生界ばかりでなく四万十累層群も岩相によって詳しく区分され、帯状構造が明示され、千枚岩帯の広がりも明らかとなった。しかし四万十累層群の地質時代については、単に中生代としてのみ示された。

橋本ら (1956) は四万十累層群における変成度の違いに注目し、変成度の高い地帯 (千枚岩帯) の南東縁を画する線を延岡—紫尾山構造線と呼び四万十帯がこの線により南北 2 帯に区分される可能性を論じた。しかし両帯の地質時代については、ともに中生代とされていた。その後、延岡—紫尾山構造線は椎葉村南部 (野田・橋本, 1958) や延岡の北 (橋本, 1961) で確認された。ほぼ同時に橋本・宮久 (1959) は日向市の北方門川付近から古第三紀—前期中新世の貝化石を発見し、橋本 (1961) は延岡の南で古第三紀の有孔虫を発見して、延岡—紫尾山構造線の南側は主として古第三系であることを明らかにした。更に橋本 (1962) はこれまでの四万十帯の研究を総括して、北部の蒲江帯・佐伯帯と南部の熊毛帯・日南帯・高隈山帯・延岡帯に構造区分した。北部の 2 帯は三畳系—上部白亜系からなり、南部の 4 帯は、ジュラ系—下部白亜系の高隈山帯を除き、大部分古第三系からなる。この区分によれば、諸塚山地域は東から延岡帯・蒲江帯・佐伯帯に属する。なお橋本はこの総括の中で、従来変動時進入とされていた塩基性岩について、最近各地で枕状溶岩が発見されており、その多くは堆積時の海底火山活動の産物と

考えねばならなくなっている。なお、藤間（1959）も横峰鉱床の成因については堆積源鉱床と考えたいと述べている。

一方、金属鉱物探鉱促進事業団（1967, 1969, 1970, 1971）は1966年から1970年にかけて日之影地域の広域調査を行い、この地域の四万十累層群を下位から五ヶ瀬層（猿渡相と横峰相）・八戸層・日の影層・川水流層に区分した（1969）。このうち川水流層は上部白亜系—古第三系、他はすべて三畳系—白亜系とされている。延岡—紫尾山構造線は五ヶ瀬層と川水流層との間を通る。そして、猿渡相と横峰相とは指交関係にあり、両者を同時異相とみなした。この猿渡相は本地域における神門層の剪断泥質岩に、横峰相は横峰層M2の千枚岩に相当する。

今井ほか（1971）は九州四万十帯北東部地域において、四万十累層群を諸塚層群（ジュラ系—白亜系）、神門層群（上部白亜系—下部第三系）及び日向層群（大部分古第三系）に大別し、諸塚層群と神門層群を境する低角衝上断層を延岡構造線と呼んだ。延岡構造線と延岡—紫尾山構造線との違いは、前者が諸塚層群下部の千枚岩と神門層の剪断泥質岩を界しているのに対し、後者は蒲江帯北川層群の縞状石英黒色千枚岩（金属鉱物探鉱促進事業団の猿渡相、本地域における神門層の剪断泥質岩）の南縁を画していることにある。今井ほか（1971）は更に、九州四万十帯北東部において変成分帯を行い、新第三紀花崗岩類による接触変成作用と、これに先行する低度広域変成作用とを区別し、延岡構造線を境に変成度が異なる関係を明らかにした。

ついで寺岡ほか（1974）は耳川流域の四万十累層群の砂岩組成を検討し、諸塚層群と神門・日向層群との間に著しい差異があることを認め、前者を白亜系型、後者を古第三系型として、九州各地の四万十累層群の時代的位置づけを行うとともに、諸塚層群においては下部から上部へと鉱物組成の層序的变化がみられることを明らかにした。そしてこのような岩相層序・地質構造・砂岩組成・変成作用などを総合して、今井ほか（1975）は九州四万十帯の構造区分を行った。また岡田（1977）は、九州各地及び種子島・奄美大島の四万十累層群の砂岩組成の予察的研究を行い、砂岩組成の層序的变化に基づく“岩石帯”の設定が可能であることを示した。

一方、勘米良・坂井（1975）及び坂井（1978）は、耳川・五ヶ瀬川中流域において、今井ほか（1971）の層序を大幅に改訂し、諸塚層群については、泥質岩を主とし塩基性噴出岩・チャートを伴う横峰層と砂岩・頁岩及び砂岩頁岩互層からなる日の影層の2層が繰り返し露出しているにすぎないとして、プレート・テクトニクスの立場から前者を大洋盆に形成され海溝に運びこまれた付加体、後者を海段堆積物とした。また土谷ほか（1979）は、耳川中流域における緑色岩体はもともと泥質堆積物上に整合に噴出累積して火山体を形成していたものとし、この火成活動の場を陸源物質の到達し得る off-ridge と推定した。そして、火山体は泥質堆積物とともに大陸縁辺又は島弧前縁に付加されたとした。

これらの一連のプレート・テクトニクスによる見解に対し、寺岡（1977, 1979）は砂岩組成や変成度の層序的变化及び地質構造との関係から反論し、付加体とされた泥質岩中にも、海段堆積物とされた砂岩と同様の粒度・鉱物組成をもつ砂岩を頻繁に挟在すること、塩基性岩類と碎屑岩類との整合関係がよく知られることなどから大洋底堆積説を否定した。そして砂岩組成の地域的・層序的变化から四万十地向斜堆積物の主たる供給源を北方に求めた。また今井ほか（1979）は耳川・小丸川中流域における四万十累層群の層序・地質構造を明らかにし、今井ほか（1980）は九州の四万十累層群の層序的・構造的位

づけを行った。更に寺岡ほか（1981）は20万分の1地質図幅「延岡」において、秩父帯と四万十帯の地質を総括した。宮崎県（1981）も県内の秩父帯と四万十帯の地質図をまとめている。

付加体説を更に発展させた坂井・勘米良（1981）は、宮崎県北部の四万十累層群を下位から諸塚・北川・日向の3層群に大別し、これらはそれぞれ先フリッシュ・ユニット（泥質岩を主とし、緑色岩・チャートを伴う大洋盆の堆積物——海溝より外側で陸源物質の供給を受ける——）・下部フリッシュ・ユニット（タービダイトや泥質岩を主とする海溝堆積物）・上部フリッシュ・ユニット（砂岩頁岩互層からなる海段堆積物）を含むとして、島弧海溝系外縁部における堆積・構造過程のスキームを示した。

一方、寺岡ほか（1981）は加久藤—高崎線を境にしてその東側と西側とで四万十累層群の層相や構造様式が相違し、西側に比べ東側がより強く圧縮を受けているとして、南東側からの不均質な押しを考えている。諸塚山地域は、この東側の地域の構造的特性をよく反映している。

以上のように、四万十累層群の時代論・構造論・堆積論・変成論・鉱床成因論など、いろいろと考え方が変遷してきたが、時代未詳層として一括されていた頃からみれば、四万十累層群の研究は急速な発展をとげ、問題点もしいに明確になりつつあるように思われる。

II. 3. 2 層序

II. 3. 2. 1 諸塚層群

諸塚層群は下位から長瀬・横峰・八戸・日の影・椎葉・十根川の6層に区分される。このうち長瀬層と横峰層M1の大部分は東隣延岡地域に分布し、日の影層H1の大部分は南隣神門地域に分布する。各層を通じ走向断層が多いため、部分的欠層や層序の重複はあるが、累層単位では南から北へと順次上位層が露出する。諸塚層群の分布の北縁は仏像構造線に限られ、南縁は延岡衝上で限られる。延岡衝上は諸塚層群の分布を斜断するため、本地域では長瀬層及び横峰層M2が神門層に接するが、延岡地域では長瀬層、神門地域では横峰層M2及び八戸層Y1がそれぞれ神門層に接している。

長瀬層 (N)

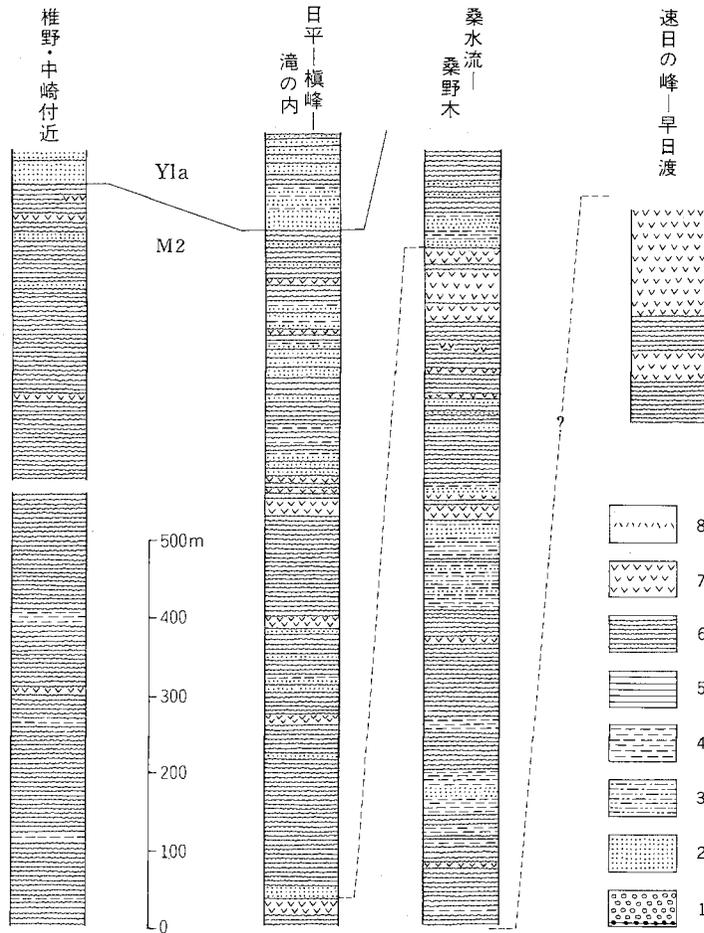
本層は東隣延岡地域に広く分布するが、本地域では東端の八峽付近にわずかに露出するのみである。上位の横峰層M1とは整合関係にあり、横峰層M2とは断層関係にある。また本層の南縁は延岡衝上を介して神門層に接している。本層は主として泥質千枚岩からなり、砂岩の薄層を挟む。上部には玄武岩質火砕岩が伴われる。千枚岩化の程度は上位の横峰層M2よりも弱い。砂岩は細粒—中粒で、片状をなし、頁岩と薄互層をなすことが多い。露出範囲の層厚は約300mである。

横峰層 (M1, M2)

横峰層は砂岩に富む下位のM1と泥質岩に富む上位のM2とに区分される。M1は本地域の東端で長瀬層に接してごくわずかに分布し、M2は本地域の東域に広く分布する。M1とM2とは断層関係にある。

M1は長瀬層の上に整合に重なり、上限を断層で切られて本地域の東端で尖滅する。本層は延岡地域に広く分布し、そこでは主として細粒—極細砂岩及び砂岩頁岩薄互層からなり、泥質千枚岩を伴う。一般に成層状態がよく、級化層理が見られる。本地域ではその片鱗がうかがえるにすぎない。

M2は低角の衝上断層により幾重にも切られるため、正確な層序は判明し難いが、狩底・横峰・星山



第11図 榎峰層M2 柱状図

1: 礫岩 (白丸) 及び礫質泥岩 (黒丸) Conglomerate (open circle) and pebbly mudstone (solid circle), 2: 砂岩 Sandstone, 3: 砂岩と頁岩又は千枚岩の厚一中互層 Thick-to medium-alternating sandstone and shale or phyllite, 4: 頁岩又は千枚岩と砂岩の薄互層 Thin-alternating shale or phyllite and sandstone, 5: 頁岩 Shale, 6: 千枚岩 Phyllite, 7: 塩基性火山岩類 Basic volcanic rocks, 8: 酸性凝灰岩 Acid tuff.

Columnar sections of the M2 Member, Makimine Formation.

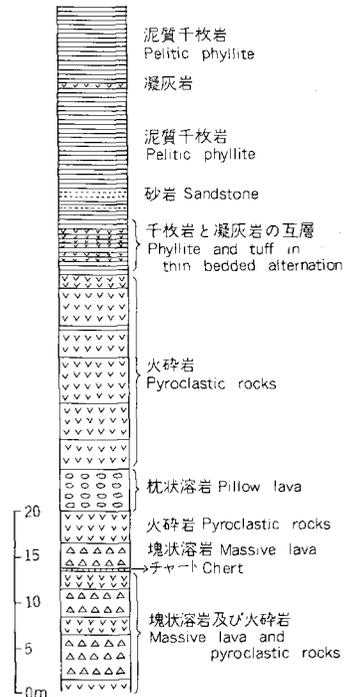
から椎野にかけて本層の上部が分布し、梁崎・城・猿渡付近には低角の衝上断層を境にして本層の下部が分布する。速日峰北域の塩基性岩類の卓越する部分は猿渡付近の層準と同じか、それよりも下位と思われる (第11図)。M2全体を通じて、主として千枚岩及び塩基性岩類からなり、砂岩を挟み、まれにチャートを伴う。千枚岩は泥質で、片理がよく発達しているが、一般に砂やシルトの葉理に富み、縞状千枚岩をなすことが多く、層理面と片理面はよく一致する (第12図)。また千枚岩には部分的に石英の微細脈があり、微褶曲が発達している。砂岩は一般に薄く、ときに泥質千枚岩と薄互層をなすが、本層の上部、特に狩底付近では、薄互層の発達とともに厚さ数m、ときに数m-20m以上の砂岩がしばしば挟まれる。榎峰付近でもこのような砂岩の挟みが比較的多いが、これより南に向かって、しだいに砂岩の量を減ずる傾向がある。これらの砂岩はほとんど細粒一極細粒であるが、厚層をなす場合は下部に粗粒部がある。また泥質岩の薄層を挟んでよく成層しており、級化層理が見られることもある。砂岩を構



第12図 槇峰層M2の千枚岩 八峡南西2km
Phyllite of the M2 member, Makimine Formation, 2km southwest of Yakai.

成する鉱物粒は層面に平行に配列し、砂岩に含まれる泥質岩片は葉片状をなしている。砂岩と泥質千枚岩の薄互層は比較的厚い砂岩の上・下によく発達する。これは一般に単層の厚さ10cm以下で、ときに級化層理が見られる。

塩基性岩類は玄武岩溶岩及び火砕岩よりなる。これらは梁崎・城・猿渡付近や速日峰北域では厚層をなして発達するが、本層上部では狩底・填峰付近によく連続する数枚の塩基性岩類があり、これより南西に向かってしだいにその量を減ずる。これらの塩基性岩類に伴って、各所に層状含銅硫化鉄鉱床がある。塩基性岩類の上・下限は断層で切られることもあるが、槇峰駅前橋下の川沿いの露頭（第13図）では、下部約20mは塊状溶岩と火砕岩の互層で薄いチャートを挟む。その上に約5mの枕状溶岩がある。枕の大きさは短径15-30cm、長径30cm以上である（第14・15図）。更に上約20mは凝灰岩を主とし、ときに薄い泥質岩を挟む。これより上約30mは泥質千枚岩が卓越するが、その下部では厚さ1-5cmの凝灰岩と泥質岩が頻りに互層している。全体を通じて、溶岩から火砕岩を経て泥質岩に移化する様子がよく分かる。塩基性岩類とその上・下の地層との関係は広域日の影地域の試錐資料からも知ることができる（第31図）。なお、枕状溶岩は綱瀬川下流の川床でも観察さ



第13図 槇峰層 M2 における塩基性火山岩類と碎屑岩類の関係 梁崎
Measured columnar section showing relation of basic volcanic rocks to clastic rocks in the M2 Member, Makimine Formation, Yanasaki.



第14図 横峰層M2の玄武岩質凝灰岩と沈状溶岩 横峰
Pillow lava overlying basaltic tuff of the M2 Member, Makimine Formation, Makimine.

れ、枕の構造からその岩体は逆転していないことが分かる。

塩基性岩類は緑色片岩相の変成作用を受け、緑色の千枚岩又は結晶片岩となっている。このため火砕岩と溶岩の区別が困難な場合が多いが、前述のように枕状溶岩が見られることもある。顕微鏡観察によると、玄武岩中では普通輝石と斜長石の斑晶が残っていることが多い。普通輝石は周辺及び壁開に沿ってアクチノ閃石・緑泥石・緑れん石に置換されており、斜長石は完全に曹長石化され、その周辺及び内部にセリサイト・方解石・緑れん石が生じている。また鏡下でまれにドレライトが認められるが、露頭ではその産状は分かりにくい。この場合も、輝石と推定される斑晶はすべてアクチノ閃石となっている。

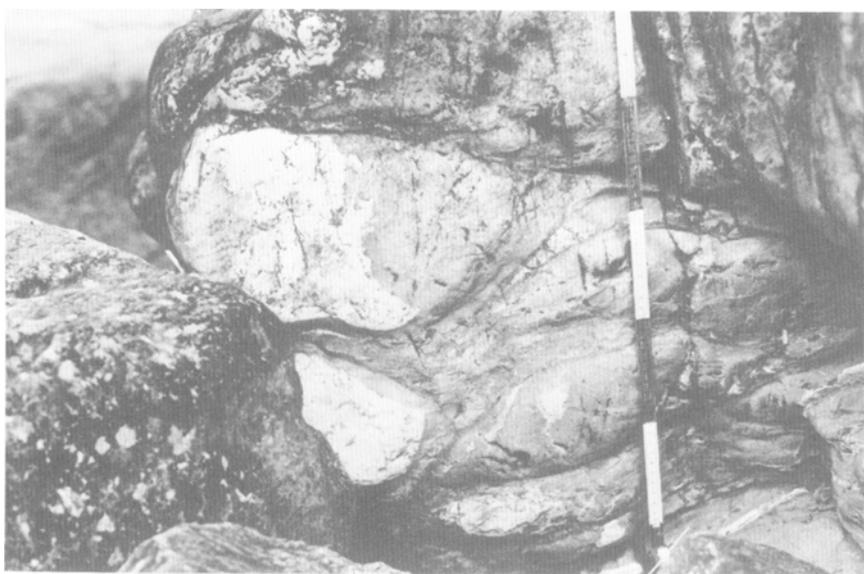
M2の層厚は露出範囲で2,000m、恐らくこれ以上と推定される。

八戸層 (Y1, Y2)

八戸層は横峰層の西に分布する。環状岩脈の北では、断層によりその分布が東にずれている。本層は砂岩の優勢な下部のY1と千枚岩を主とする上部のY2に区分される(第16図)。

Y1は更に下部のY1aと上部のY1bとに区分される。両者は断層関係にある。Y1aは横峰層M2の上に整合に重なる。厚い砂岩と泥質千枚岩の互層からなり、砂岩に富む。横峰の北方では本層中に玄武岩火砕岩が挟まれる。Y1aの層厚は露出範囲で800m以上。Y1bは、Y1aと断層関係にあるために、横峰北方、中小屋一吾味間、家代付近に分かれて分布する。また本層の一部は、上・下限を断層で切られて、日の影層とY2との間にレンズ状をなして繰り返し露出する。Y1bは泥質千枚岩と砂岩の厚互層からなり、千枚岩に富む。層厚は露出範囲で1,000m以上である。

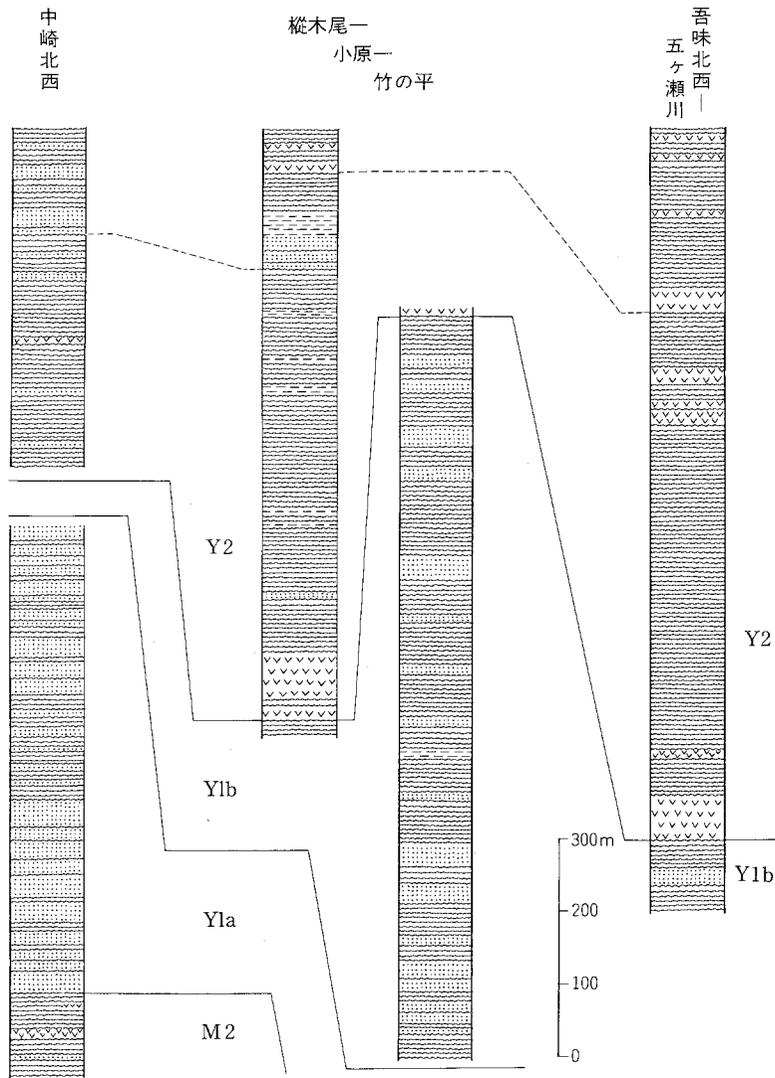
Y1を通じ、砂岩は細粒一中粒で、泥岩の小角片を含む。一般に片状を呈し、含まれる泥岩片は葉片状をなす。比較的厚い砂岩の基底部には粗粒砂岩がある。泥質千枚岩は一般に粗粒で、砂やシルトの葉



第15図 槇峰層M2の枕状溶岩 槇峰
Pillow lava of the M2 Member, Makimine Formation, Makimine.

理が多い。千枚岩化の程度は槇峰層M2より弱い。

Y2 下位のY1bとは整合関係にあり、上位の日の影層とは塚原断層で境される。主として泥質千枚岩からなり、砂岩及び砂岩頁岩薄互層をわずかに挟み、塩基性岩類を伴う。砂岩の挟みは五ヶ瀬川沿いでは少ないが、これより南に向かってしだいに多くなる。千枚岩や砂岩の性状はY1と同様である。塩基性岩類は数層準に見られる。いずれも玄武岩溶岩及び火砕岩からなり、ときにチャートを伴う。本層基底のものは厚さ60-100mで、鳥屋の平付近で層状含銅硫化鉄鉱床を伴う。柳原の北東では、この火砕



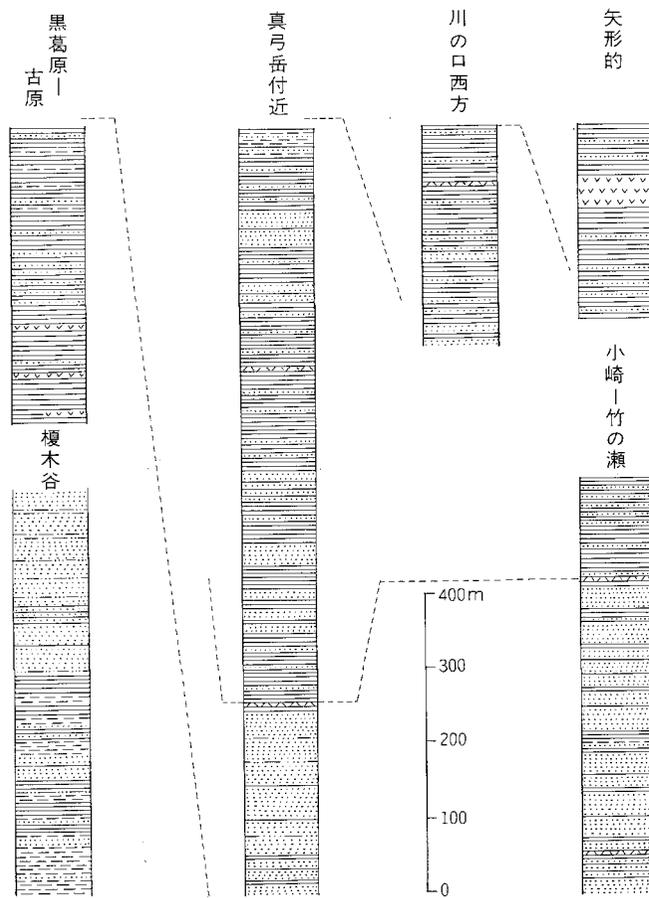
第16図 八戸層柱状図
 Columnar sections of the Yato Formation.
 凡例は第11図と同じ Legend is the same as in Fig. 11.

岩に伴って小規模のマンガン鉱床がみられる。また、船の尾（八戸の北西）の北の玄武岩質火砕岩も層状含銅硫化鉄鉱床を伴っている。Y2の厚さは露出範囲で1,000mである。

日の影層 (H1, H2)

日の影付近から耳川沿いの古園ダム付近にかけて、帯状に分布する。環状岩脈付近から北では、断層により階段状に東にずれて分布する。本層は砂岩を主とする下部のH1と、砂岩及び砂岩頁岩互層からなる上部のH2とに区分される。本層の上・下限とも断層で切られる（第17図）。

H1 は南隣神門地域に広く分布するが、本地域では上・下限を断層で切られ、その末端部がわずかに分布する。砂岩を主とし、頁岩を挟む。砂岩は一般に中粒—粗粒で、厚層をなす。神門地域における



第17図 日の影層柱状図
Columnar sections of the Hinokage Formation.
凡例は第11図と同じ Legend is the same as in Fig. 11.

H1の層厚は、露出範囲で約1,500mである。

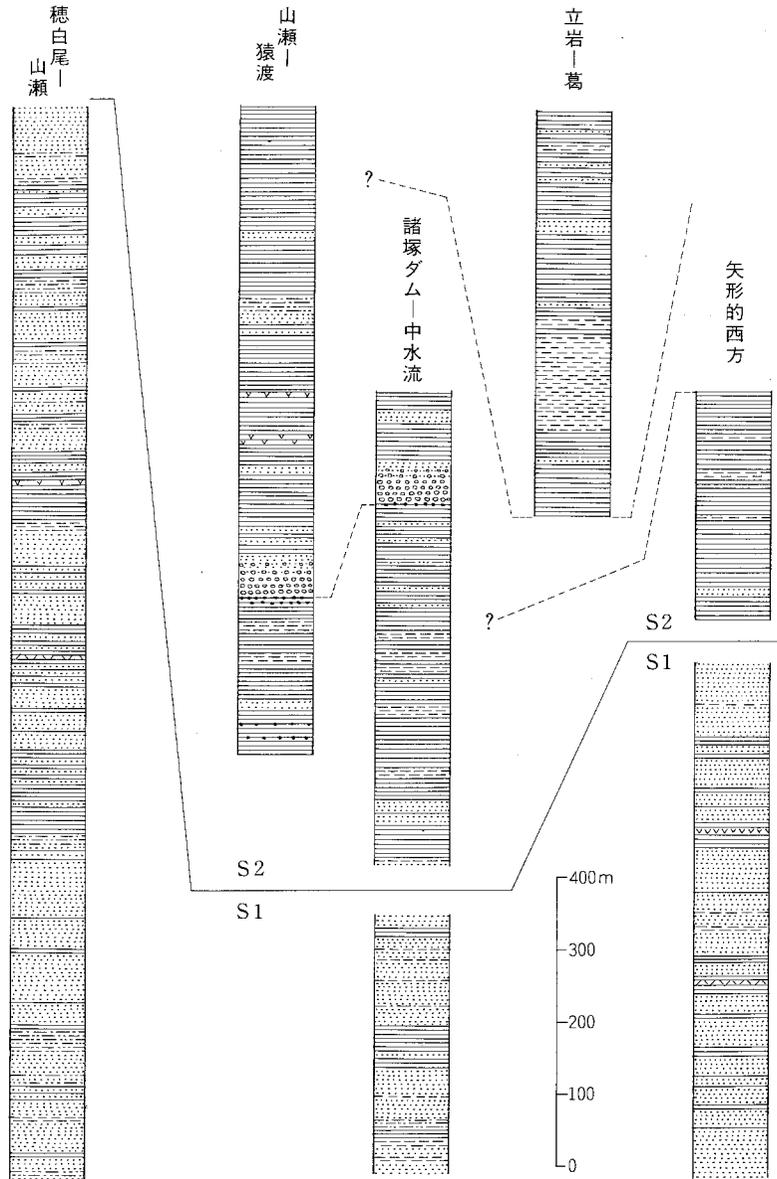
H2 砂岩を主とするH2sと頁岩砂岩互層を主とするH2mとが交互する。H2sは厚い砂岩と砂岩頁岩互層からなる。日の影の南東では本層中に厚さ3-4mの成層した酸性凝灰岩が挟まれる。H2mは頁岩及び砂岩頁岩互層からなり、ときに砂岩頁岩薄互層を挟む。本層中にも厚さ1-2mの成層した酸性凝灰岩が、日の影の南方や真弓岳付近に見られる。また、塩基性岩類が2層準に見られる。その1つは古園ダム—黒葛原—浅藪^{つづはる}付近にかけて分布するもので、厚さ数10mのものが3層ある。他は日の影から矢形的^{やがたのま}にかけて分布するもので、2層あり、そのうち厚いものは日の影の南東で200mに達する。いずれも千枚岩—粘板岩中にあり、玄武岩質火砕岩を主とし、赤色頁岩を伴う。

H2を通じて、砂岩は一般に中粒、ときに粗粒で、泥岩の小角片を含む。横峰層や八戸層の砂岩に比べると概して粗く、片状構造も著しくない。互層中の砂岩には底痕が見られることがある。泥質岩は日の影や塚原付近などでは千枚岩状を呈するが、多くは頁岩ないし粘板岩で、砂やシルトの葉理を挟むことが多い。またときに、淘汰の悪い砂混じりの部分が見られる。

H2の厚さは露出範囲で約2,000mである。

椎葉層 (S1, S2)

本層は日の影層の西に帯状に分布するが、環状岩脈付近から北では、断層のため日の影層とともに階段状に東にずれて分布する。本層は砂岩に富む下部のS1と頁岩に富む上部のS2とに区分され、両者は断層で接する。走向断層や小褶曲が多く、S2中にもS1が繰り返してレンズ状に分布する。またS2の一部は上位の十根川層中にも小レンズをなして分布している(第18図)。



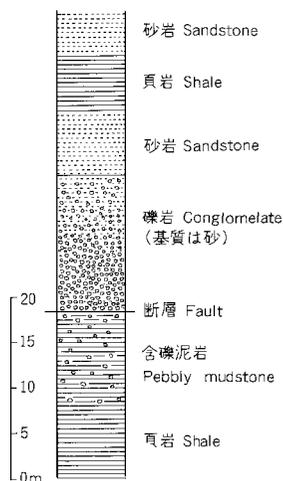
第18図 椎葉層柱状図

Columnar sections of the Shiiba Formation.

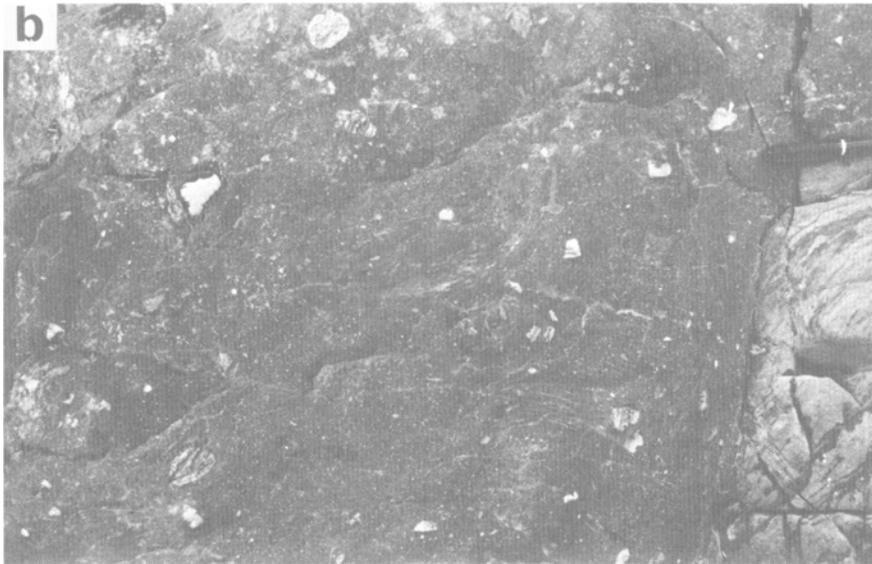
凡例は第11図と同じ Legend is the same as in Fig. 11.

S1 厚く成層した砂岩を主とし、随所に厚さ数10m-数mの頁岩や砂岩頁岩薄互層を挟む。砂岩は一般に中粒—細粒で、厚い砂岩の基底部には粗粒砂岩がある。この粗粒部には泥岩の角片が密集していることが多い。九郎山北方の尾根筋には、淘汰の悪いスランプ性の極粗粒砂岩が露出する。この砂岩中には小礫が混じり、ときに礫が密集して不規則塊状の礫岩をなす。礫種には砂岩・頁岩・チャートが多い。このような粗粒岩相は七ツ山川や柳原川沿いには見られないが、これより南西の奥畑の南にもあり、上・下限を断層で切られてレンズ状に分布しているものと思われる。層序的にはS1の最上部を占めるものであろう。なお本層中には厚さ2-3mの酸性凝灰岩が矢形的西方及び七ツ山川沿い北^{ほくそぎ}粉の南東に見られる。またこの酸性凝灰岩の約200m上位には厚さ数mの淡緑色を呈する塩基性凝灰岩がある。S1の層厚は露出範囲で約1,500mである。

S2 頁岩を主とし、砂岩・砂岩頁岩薄互層・礫岩を伴い、玄武岩質凝灰岩を挟む。頁岩には細粒緻密なものもあるが、一般にはやや粗粒で、シルト質のものが多い。また、砂やシルトの葉層を挟み、“縞状頁岩”をなすものもある。砂岩は一般に細粒—中粒で、一部に粗粒砂岩がある。砂岩頁岩薄互層中にはときに生痕や底痕が見られる。礫岩は厚さ40-50mで、地域南西の奥畑付近から中水流付近にかけて連続して露出し、立岩の東で断層に切られて尖滅する。礫は粒径に変化はあるが、普通2-5cmの円礫で、砂岩・頁岩・チャート・酸性凝灰岩・玄武岩などのほか、深成岩礫も含まれる。深成岩礫には花崗岩・トータル岩・石英閃緑岩・ひん岩などがあり、その多くはマイロナイト状を呈している。七ツ山の南西山瀬付近では、第19図に示すように、厚さ約18mの礫質泥岩の上に断層で下限を切られた礫岩約15mが重なる（第20図a）。基質は粗粒砂で、下部では大小の礫が密集しているが、上部は礫質砂岩となる（第20図b）。その上には厚さ7m以上の中粒砂岩が重なる。この礫岩は本地域の南西方、椎葉村椎原の南（十根川沿い）まで追跡される。玄武岩質凝灰岩は、厚さ数mで、細粒、淡緑灰色を呈し、緻密である。山瀬一猿渡間や日之影北西の中村付近に見られる。また、百舌鳥山の東のレンズ状の部分に



第19図 椎葉層S2における礫岩及び礫質泥岩の産状 山瀬
Measured columnar section showing mode of occurrence of conglomerate and pebbly mudstone in the S2 Member, Shiiba Formation, Yamase.



第20図 椎葉層S2の礫岩 (a) と礫質泥岩 (b) 山瀬
Conglomerate (a) and pebbly mudstone (b) of the S2 Member, Shiiba Formation, Yamase.

も挟まれる。S2の塩基性岩類は、本地域では上記の地点に限られるが、本地域南西の椎葉村や熊本県人吉盆地北方ではよく発達し、層状含銅硫化鉄鉱床を伴っている。S2の層厚は露出範囲で1,400m以上と推定される。

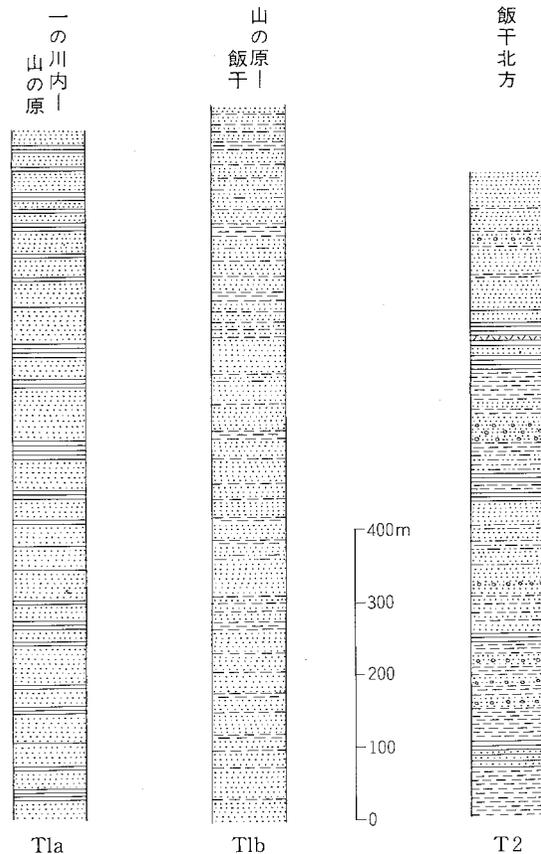
十根川層 (T1, T2)

椎葉層の北側に分布し、その北縁は仏像構造線を介して秩父帯の中・古生界に接する。下位の椎葉層

とは断層関係にある。本層は岩相上、下部のT1と上部のT2とに区別される（第21図）。

T1は更に下部のT1aと上部のT1bに細分される。両者は断層で接する。T1aは砂岩を主とし、随所に頁岩を挟む。砂岩は一般に厚く、粗粒砂岩を主とするが、ときに極粗粒砂岩が発達し、そこでは円礫が散在することがある（第22図）。砂岩にはぶどう石・方解石・石英の細脈が多い（第35図）。頁岩は厚いもので数10m、普通数mで、やや粗粒、一部はシルト質である。T1aには数枚の酸性凝灰岩が挟まれる。これらは厚さ1-2mで、灰白色を呈し細粒緻密である。10-15cmごとによく成層している。断層のためか連続性に乏しく、各地に散点的に見られるにすぎない。T1aの層厚は露出範囲で約950mである。なお、本層は分布のほぼ中央を走る走向断層によって2分される。この断層を境に両側のT1aは層序的にかなりの部分が重複しているものと思われる。T1bは粗粒砂岩を主とし、砂岩頁岩薄互層を頻繁に挟む。この薄互層中にはときに生痕や漣痕が見られる。本層中にもぶどう石・方解石・石英の細脈が多い。T1bの厚さは露出範囲で約1,000mである。

T2 T1から整合的に漸移する。T1と同様、粗粒砂岩を主とし、頁岩や砂岩頁岩薄互層を挟む。この薄互層にはスランブ構造を示すものがある（第23図）。また、数層準に礫岩がある。礫岩は砂岩中に

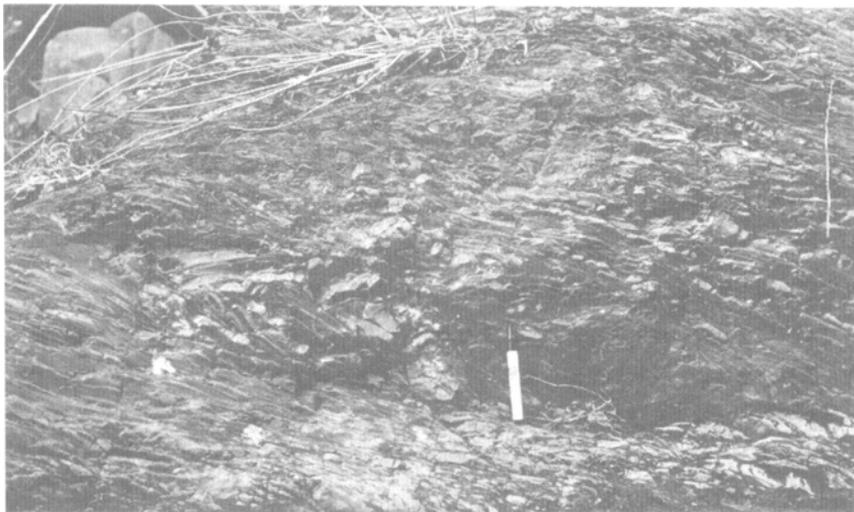


第21図 十根川層柱状図
Columnar sections of the Tonegawa Formation.
凡例は第11図と同じ Legend is the same as in Fig. 11.

不規則に密集した産状を呈する。礫は比較的角礫で、径1cm以下、粘板岩・チャート・砂岩などの他、特徴的に石灰岩礫が多い（第24図）。この礫岩は本地域ばかりでなく、九州四万十帯北縁部に共通して見られるもので、秩父帯を供給源としており、諸塚層群堆積盆地の縁辺相を示している。飯干の北、仏像構造線の近くには厚さ20-30mの頁岩があり、この頁岩中に厚さ1-2mの酸性凝灰岩が挟まれる。同様



第22図 十根川層T1の厚層理砂岩 山の原
Thick-bedded sandstone of the T1 Member, Tonegawa Formation, Yamanoharu.



第23図 スランプ構造を示す十根川層T2の頁岩砂岩薄互層 飯干
Interbedded shale and sandstone with slump structures of the T2 Member, Tonegawa Formation, Iiboshi.



第24図 石灰岩礫に富む十根川層T2の礫岩 飯干
Conglomerate containing abundant pebbles of limestone
of the T2 Member, Tonegrawa Formation Iiboshi.

の酸性凝灰岩は西隣鞍岡地域内の小原井^{おぼらい}や仲塔^{なかとう}付近にも見られる。T2の層厚は露出範囲で約900mである。

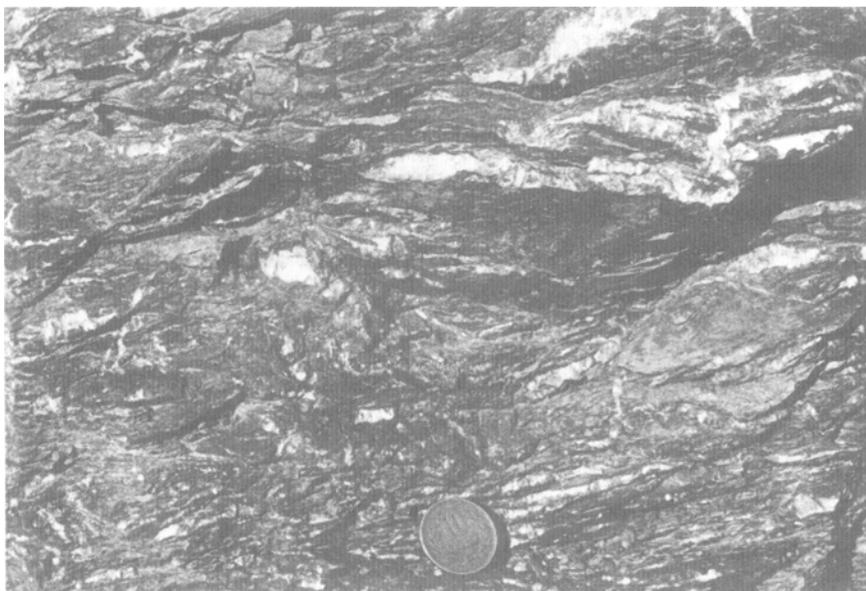
II. 3. 2. 2 神門層 (Mk)

神門層は五ヶ瀬川沿いの早日渡付近から、宇納間北西の七郎ヶ平・清川付近にかけて、延岡衝上の前縁に分布し、その南東縁は大藪衝上・日陰山衝上で限られる。延岡衝上が著しく低角度のため速日峰の北では本層は槇峰層M2中にフェンスターをなして露出しており、また日向層群鬼神野層中には複雑な覆瓦構造をなしてレンズ状に挟まれる。

本層は主として剪断泥質岩及び塩基性岩類からなり、砂岩の薄層を挟む。全般に著しく圧砕されており、泥質岩は多くの場合砂岩の葉理をもち、葉片状又は扁平なレンズ状をなし、石英脈が発達している(第25図)。薄層をなす砂岩はちぎれて礫状を呈する。延岡衝上の近くでは、再結晶石英の球状集合体が泥質基質中に含まれる。圧砕の程度は、延岡衝上から遠ざかるにつれて弱まる傾向がある。

塩基性岩類は清水峠の北東、布引の滝付近や北郷村小八重付近などに分布し、その他薄いものは各所に挟在される。いずれの岩体も膨縮が多く、また断層で切られて尖滅することもある。布引滝付近のものはほとんど厚い玄武岩の枕状溶岩からなり、その中に数枚の泥質岩が挟まれる。小八重付近に分布するものは玄武岩の枕状溶岩及び火砕岩よりなり、その一部では枕状溶岩の上に赤色頁岩が連続的に重なる関係が見られる。これらの枕状溶岩は暗褐色—暗緑色を呈し、枕の大きさは最大長径約1m、短径20-50cmである。枕の形状からみると、逆転構造はない。

玄武岩溶岩及び火砕岩は低度の変成作用を受けており、肉眼でも白色・黄色・暗緑色を呈する鉱物脈が見られる。白色脈は主に方解石・石英、黄色脈は緑れん石・方解石・石英、暗緑色脈は緑泥石・石英



第25図 砂岩ラミナを持つ神門層の剪断泥質岩 ホヶ倉南東1.5km
Sheared pelitic rocks interlaminated with sandstone of
the Mikado Formation, 1.5km southeast of Kogakura

などで満たされている。顕微鏡観察によると、斑晶量は全般に少なく、斜長石斑晶は曹長石・セリサイト・方解石などに变化している。また、外形から普通輝石であったと推定される部分も緑泥石・方解石・緑れん石などに变化している。緑れん石は分布地域の西部より東部に多い傾向がある。かんらん石の仮像と思われる緑泥石集合体がまれに見られるが、斜方輝石と推定されるものは見られない。玄武岩の組織は岩体によっても、枕状溶岩内での部位によっても異なるが、石基が非晶質もしくはバリオライトと推定されるものが多い。これらの石基は、緑泥石・曹長石・緑れん石・パンペリー石・方解石などの鉱物組合せからなる。

II. 3. 2. 3 日向層群

日向層群は下位から鬼神野・渡川・上井野・珍神山の4層に区分される。神門層とは大藪衝上で境されるが、大藪衝上の前縁には覆瓦構造が発達し、鬼神野層中に神門層がレンズ状に挟まれる。このレンズ状の神門層の前縁を限る断層は、神門地域における日陰山衝上である。東隣延岡地域では、延岡衝上のため一部で神門層を欠き、諸塚層群が日向層群に直接することがある。諸塚山地域では鬼神野層と渡川層のみが分布する。

鬼神野層 (K1, K2)

本層は南隣神門地域の鬼神野付近から、本地域の南東部をかすめ、東隣延岡地域へと帯状に分布する。前述のように覆瓦構造が発達するため正確な層序は判明し難いが、北西縁の砂岩を主とするK1と、その南東側の砂岩頁岩薄互層を主とするK2とに区分される。

K1は上・下限を断層で切られて、宇納間の西で尖滅するが、その東方延長は延岡付近まで追跡され

る。露出範囲における厚さは約350mで、その下部約100mは砂岩に富み、上部約250mは砂岩と砂岩頁岩薄互層とからなる。薄互層部では頁岩より砂岩が優勢である。砂岩は一般に細粒、ときに中粒でよく成層している。なお、市木の北西の覆瓦構造中に砂岩がレンズ状に分布しているが、この砂岩もK1のものと思われる。

K2 砂岩頁岩薄互層・頁岩及び砂岩からなる。全体としては頁岩が優勢である。頁岩にはシルト岩と薄互層をなすものや、砂やシルトの葉理に富み、縞状をなすものがある。砂岩は細粒一中粒で、互層中の砂岩にはときに斜層理やコンポリュート葉理などの堆積構造が見られる。走向断層が多く、正確な層厚は算定できないが、1,200m以上と推定される。

渡川層 (D1, D2)

本地域の南東隅に分布する。鬼神野層とは宇納間断層で境される。砂岩頁岩互層からなる下部のD1と頁岩を主とする上部のD2に区分される。両者は断層で接する。ただし南隣神門地域の南西部では整合関係が見られる。

D1 頁岩、砂岩及び砂岩頁岩薄互層からなり、全体として頁岩が優勢である。頁岩は一般に厚層で、ときにシルト岩と薄互層をなす。砂岩は単層の厚さ数mで、一般に細粒、概して下部に多い。砂岩頁岩薄互層はよく成層し、級化層理が見られる。東隣延岡地域の黒木の北では、本層中に厚さ約5mの赤色頁岩を挟む。D1は本地域ではその上部が露出するのみであるが、南隣神門地域での層厚は1,000m以上である。

D2 主として頁岩からなり、わずかに砂岩の薄層及び砂岩頁岩薄互層を挟む。頁岩は層理に乏しい泥岩状を呈することが多く、しばしば玉葱状構造を呈し、団塊を含むことがある。露出範囲の層厚は約1,400mである。

II. 3. 3 対比

一般に四万十累層群は化石に乏しく、九州の場合は、日南帯の地層群を除くと、今井ほか(1979)が述べているように、時代決定に有効な化石としては、日向層群の渡川層から始新世後期の有孔虫(勘米良・坂井, 1975)、上井野層から漸新世後期—中新世前期を示す貝化石と有孔虫(橋本・宮久, 1959; 橋本, 1961; HASHIMOTO, 1961; 田村・原田, 1971)、薩摩半島に分布する諸塚層群の椎葉層から白亜紀浦河世前期を指示するアンモナイト・リノセラムス(松本ほか, 1973)が報告されているにすぎない。諸塚山地域では、凝灰岩や珪質岩からの放散虫を除くと、化石は見いだされていない。

諸塚層群のうち、八戸層以下の部分では泥質岩が卓越し、塩基性火山岩類がかなり頻繁に挟在しているのに対し、日の影・椎葉・十根川の3層からなる同層群上半部は砂岩に富み、ときに礫岩・塩基性火山岩類・酸性凝灰岩などを挟んでいる。延岡衝上の南側に分布する神門層は泥質岩と玄武岩の枕状溶岩で特徴づけられ、また日向層群の主部は頁岩に富み、最上部では砂岩がよく発達する。

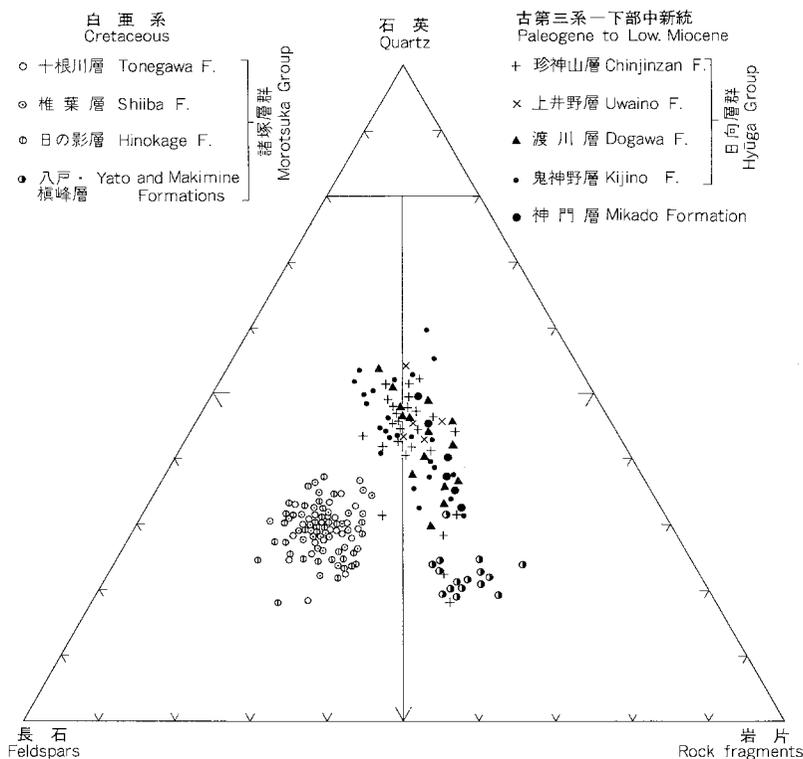
今井ほか(1971, 1975)は、これらの地層群を四国西都や九州における西南日本中軸帯以南の中・新生界諸層と比較・検討し、諸塚層群の下半部を下部白亜系(一部上部ジュラ系?)。上半部を上部白亜系、延岡衝上以南の地層群を古第三系—中新統下部とみなした。その後砂岩の研究が進み、その組成が時代によってかなり規則的な変化を示し、この化石に乏しい四万十累層群の地層区分や時代推定に役立つ

つことが分かってきた(寺岡ほか, 1974; 今井ほか, 1975, 1979; 寺岡, 1977, 1979). 最近, 放散虫の研究が盛んになり, 四万十帯の各地でこれによる年代決定がなされているが, 九州の場合はこの分野の研究が遅れており, 今後の重要な課題である. 前述した大型化石や有孔虫, 岩相層序, 砂岩組成などの研究からして, 諸塚層群の下半部は大部分が下部白亜系, 上半部は上部白亜系下・中部(セノマニアン-サントニアン), 神門層と日向層群の鬼神野・渡川両層は暁新統?—始新統, 上井野・珍神山両層は漸新統—中新統下部と考えられる.

II. 3. 4 砂岩組成

九州や四国西部の四万十帯では, 砂岩組成が白亜系と第三系で著しく異なり, またそれぞれのなかでも層準によってかなりの違いが認められる. このような砂岩組成の時代的变化については寺岡(1977, 1979)によって総括的に論述されている.

第10・26図は諸塚山・神門両地域における四万十帯層群砂岩の石英・長石及び岩片の比率を示したものであるが, これらからよく分かるように, 第三系の神門層や日向層群の砂岩では一般に長石より石英が多いのに対し, 白亜系諸塚層群のそれは逆に石英が少なく, しかも同層群上半部, すなわち日の影層以上の地層では砂岩の岩片/長石比が1未満, 下半部の場合は1以上である. また, 第三系の砂岩は白



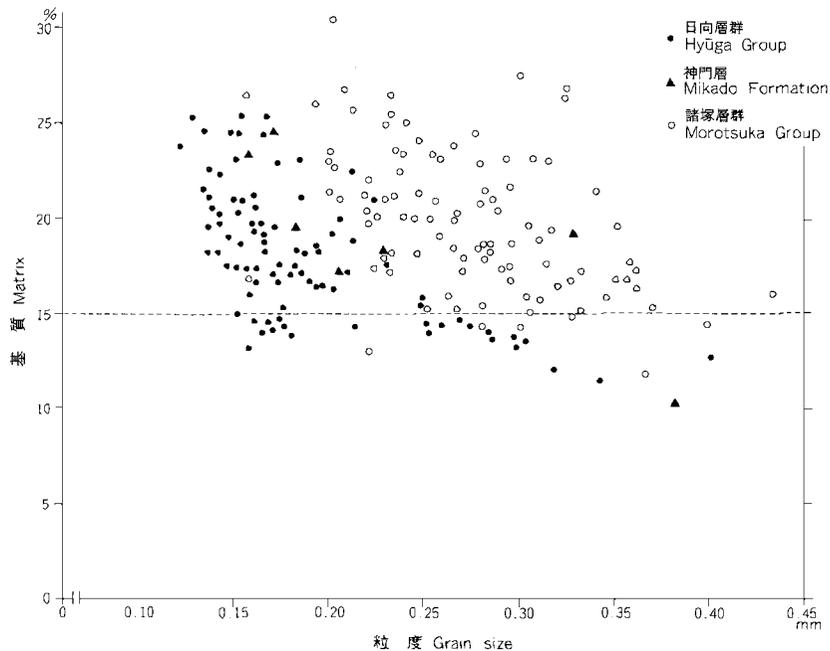
第26図 諸塚山・神門両地域における四万十帯層群砂岩の石英—長石—岩片図
 Quartz-feldspars-rock fragments diagram for the Shimanto sandstone in the Morotsukayama and Mikado districts.

雲母をかなり普遍的に含んでおり、このことは泥質岩についても言える。なお、砂岩のモード組成は、コバルチ亜硝酸ナトリウム溶液でカリ長石を染色した薄片をもちい、ポイントカウンティング法によって求めたものであり、この際のポイント数は各薄片につき1,000-13,000点である。一方、粒度は100個の石英粒の平均長径で示されている。白亜系砂岩と第三系砂岩の違いはフレームワークグレインの鉱物組成だけでなく、粒度や基質量の点でも認められる。すなわち、前者は後者に比べ概して粒度が粗く、粒度減少に伴う基質増加の一般的傾向を考慮すると、基質がより多いと言える（第27図）。いずれにしても、四万十累層群の砂岩は大部分が15%以上の基質を含み、ワッケに属する。

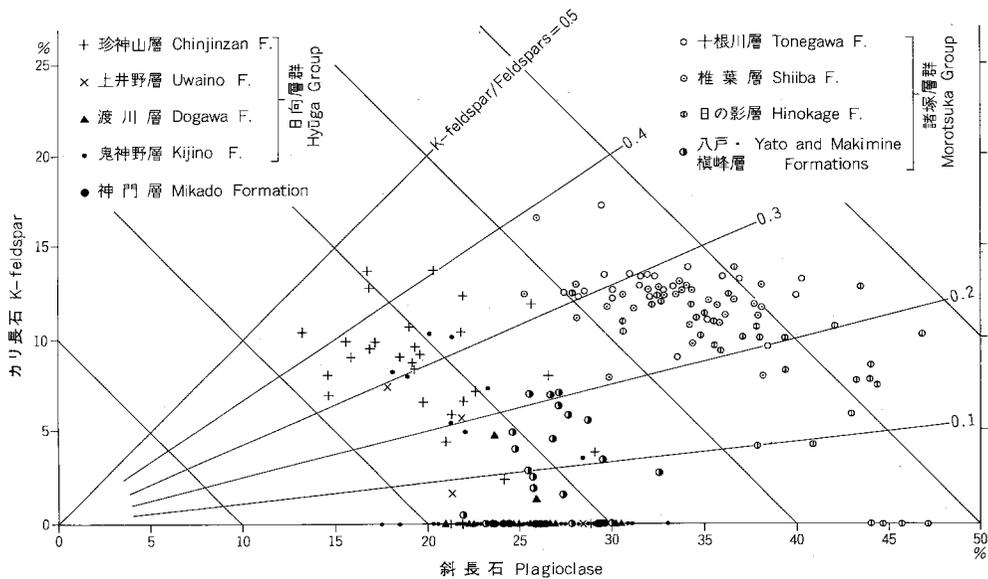
諸塚層群下半部は岩片の多い石質砂岩、上半部は長石質砂岩、神門層と日向層群は石英に富み長石に乏しい砂岩でそれぞれ特徴づけられるわけで、これらの地層群は砂岩組成の違いによって容易に識別することができる。このことは第10図を見れば明らかであり、上記のようなオーダの層序区分単位での地層の繰返しはないと言えよう。砂岩に含まれる岩片は大部分が酸性—中性火山岩類からなり、量的には酸性のものが卓越する。

砂岩中の長石としては、斜長石とカリ長石があり、これらの量比はかなり顕著な層序的变化を示す（第28・29図）。なお、斜長石はほとんどが曹長石化し、累帯構造は認められない。カリ長石のなかには微斜長石構造を示すものがあり、一般に白亜系砂岩ではカリ長石全体に対するその比率が10-35%、第三系の場合は0-20%（大部分は10%以下）である。

諸塚層群下半部の砂岩は、上半部のものに比べ全長石量が少ないだけでなく、カリ長石を欠く場合が



第27図 諸塚山・神門両地域の四万十累層群砂岩における粒度と基質量の関係
Relation between grain size and matrix content of the Shimanto



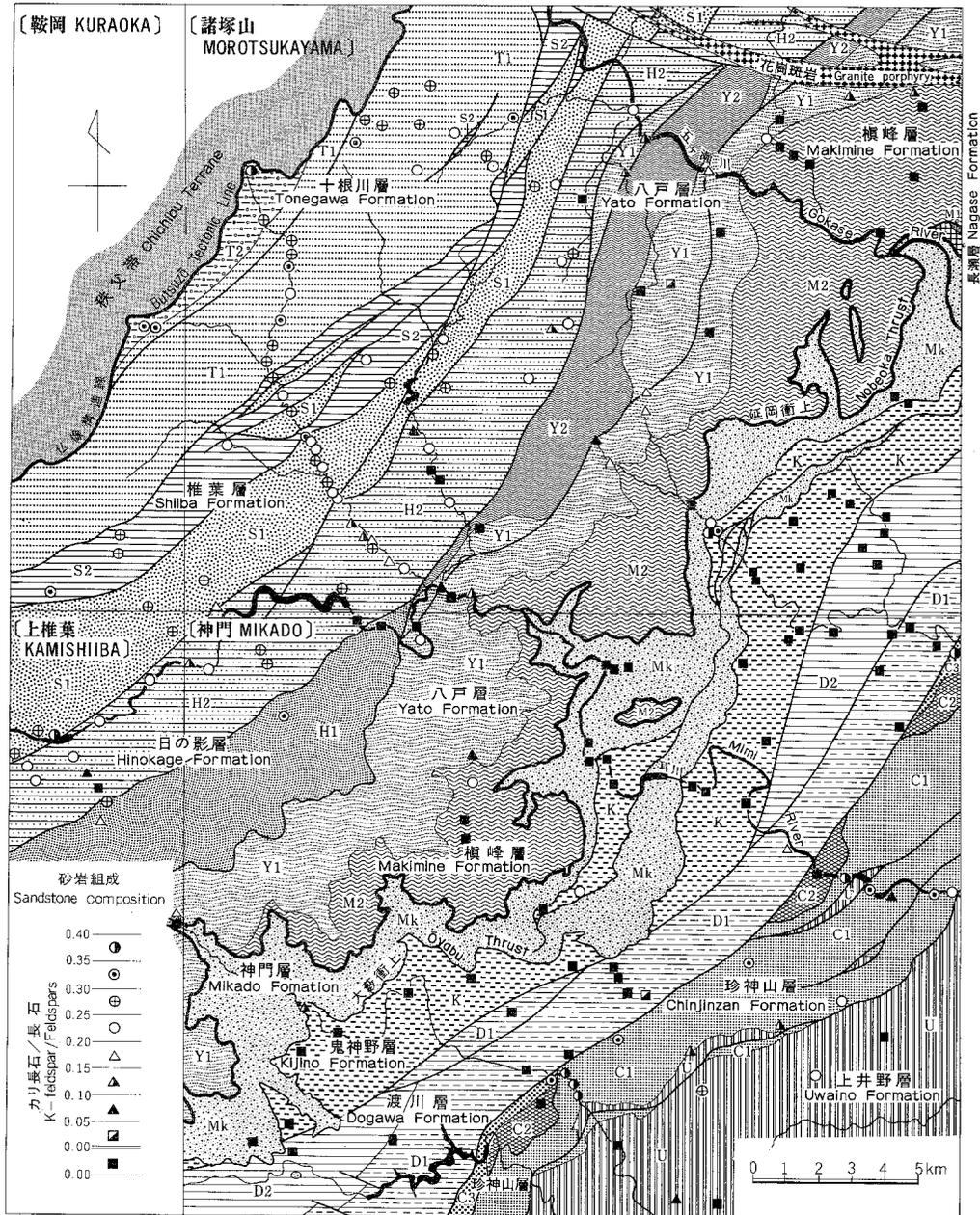
第28図 諸塚山・神門両地域における四万十累層群砂岩のカリ長石と斜長石の量
 K-feldspar and plagioclase contents of the Shimanto sandstone in
 the Morotsukayama and Mikado districts.

かなり多く、概してカリ長石/長石比が低い。上半部の砂岩は86試料の平均で斜長石31.9 (標準偏差4.3) %, カリ長石10.9 (2.7) %の含有量を示し、長石中でカリ長石の占める割合は上位の累層ほど大きくなる傾向が認められる。日の影層ではカリ長石を欠くか、又はその比率の低い砂岩がかなりあるのに対し、椎葉層では0.23-0.28のカリ長石/長石比をもつものが普通であり、十根川層になると多くの場合その比が0.3前後になる。

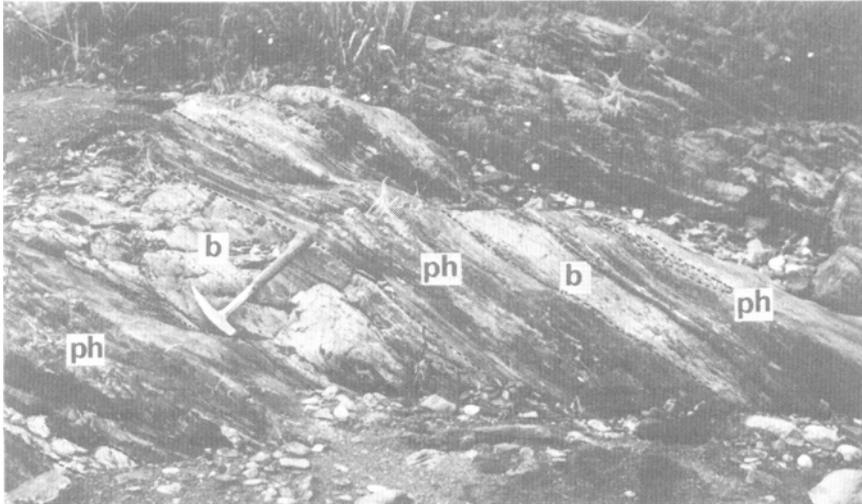
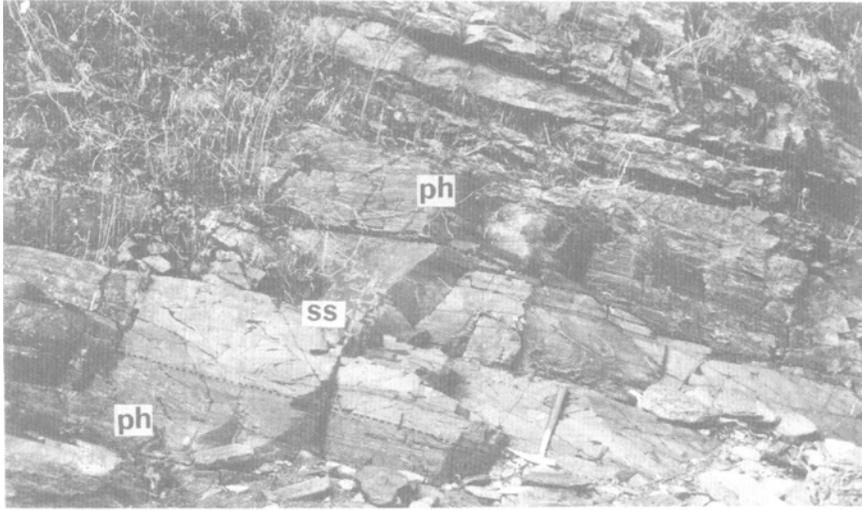
第三系のうち、渡川層以下の地層ではカリ長石を含む砂岩はごくまれであり、神門層や鬼神野層主部ではそれを欠く。しかし、上井野層になると砂岩中にカリ長石が入り始め、日向層群最上部の珍神山層ではカリ長石/長石比の高い砂岩が発達する。ただし、後者は諸塚層群の含カリ長石砂岩に比べ長石の量が少ない。

砂岩の構成物質からみると、四万十累層群を構成する碎屑物は主として酸性—中性火山岩類や花崗岩類からもたらされたと推定される。なお、泥質岩中にも碎屑性の石英・長石・雲母などが含まれているのが普通である。堆積物の主要供給源は北側、すなわち西南日本の内帯にあったと考えられている (寺岡, 1977, 1979)。

四万十累層群、特に諸塚層群下半部や神門層にはしばしば塩基性火山岩類が含まれている。そこで問題となるのは、これが上記のような陸源物質からなる碎屑岩とどのような関係で接しているかという点である。神門層におけるように、泥質岩に富む地層が著しい剪断作用を受け、しかも塩基性岩類が溶岩を主とする場合は、塩基性岩体と周りの碎屑岩の間にしばしばすべり面が発達しているが、これらが整合関係をもって累重している所もよく見られる。その好例として、星山と狩底で実施された試錐のコア一で観察される塩基性火山岩類と碎屑岩との累重関係を第31図に示す。図示した部分は槇峰層M2のな



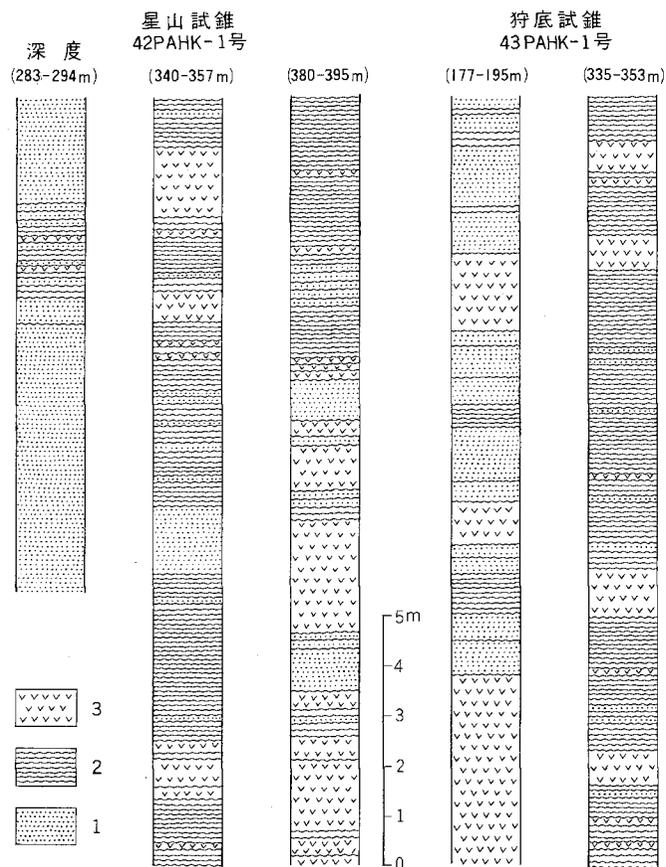
第29図 諸塚山・神門両地域の地質図及び四万十累層群砂岩のカリ長石/長石比
Geologic map of the Morotsukayama and Mikado districts, showing
K-feldspar/feldspars ratio of the Shimanto sandstone.



第30図 玄武岩質凝灰岩及び砂岩を挟む槇峰層M2の千枚岩 梁崎
 Ph : 千枚岩phyllite SS : 砂岩sandstone b : 玄武岩質凝灰岩basaltic tuff
 Phyllite interbedded with basaltic tuff and sandstone of the
 M2 Member, Makimine Formation, Yanasaki.

かで砂岩の多い所であるが、そのなかに塩基性火山岩類（大部分が玄武岩質凝灰岩）が様々な厚さをもって頻繁に挟在しており、泥質岩や砂岩と共に整合一連の地層をなしている。塩基性火山岩体のなかには、確かにスランプ岩塊としての産状を示すものもある。いずれにしても塩基性火山岩類をすべて異地性の外来岩体と解釈することは不可能であり、今井ほか（1979）や寺岡（1979）が強調したように、これは陸源碎屑物の堆積場、この場合は四万十地向斜内における海底火山活動の産物とみなすのが妥当である。

四国西部の四万十累層群は、比較的化石を多く含み、それによってかなり時代がよく分かっている。

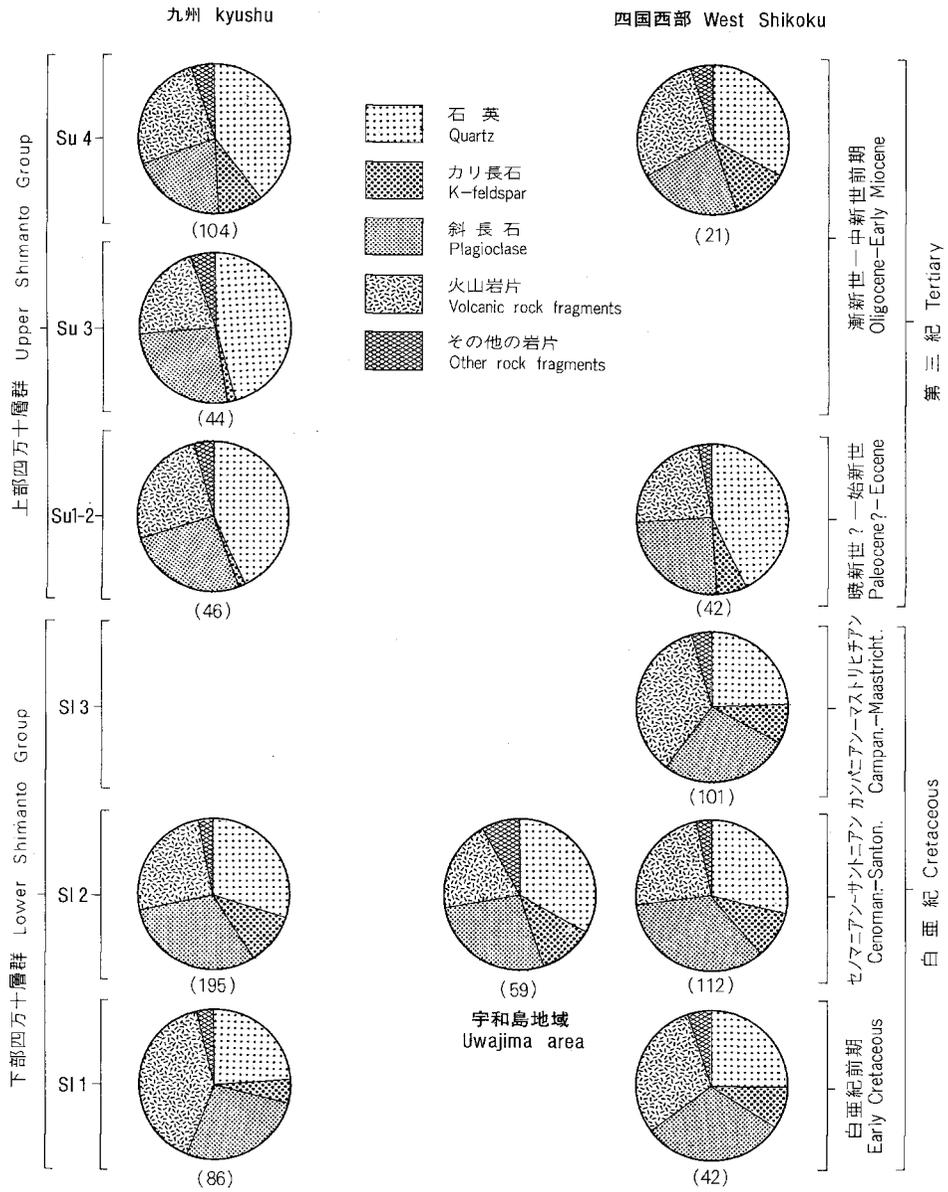


第31図 槇峰層M2における塩基性火山岩類と碎屑岩類の交互層
 1: 砂岩 sandstone, 2: 千枚岩 phyllite, 3: 塩基性火山岩類 basic volcanic rocks
 Detailed columnar sections showing basic volcanic rocks alternating with clastic rocks in the
 M2 Member, Makimine Formation, based on borehole data at Hoshiyama and Karisoko.

第32図はこのような四国西部における地層群の砂岩組成と九州の四万十累層群のそれとを比較したものである。これから分かるように、若干の地域差はあるが、諸塚山・神門両地域における前述のような砂岩の層序的組成変化は、少なくとも九州や四国西部の四万十帯に共通して認められるものである。宇和島地域の上部白亜系は、四万十累層群としては層相が特異で、その砂岩は中九州の大野川層群のものに類似する。これを除くと、四国西部のセノマニアン—サントニアン砂岩は諸塚層群上半部のものに極めてよく似た組成を示し、岩片に富む下部白亜系やカンパニアン—マストリヒチアン砂岩とは異なる。この事実は、諸塚層群上半部を上部白亜系下・中部とみなす重要な論拠となっている。

II. 3. 5 変成作用

九州の四万十累層群はほぼ全域にわたって低度の広域変成作用を受けており、ぶどう石・パンペリー石帯とアクチノ閃石帯が認められる。これらは四万十帯の帯状構造にほぼ平行している。なお秩父帯の

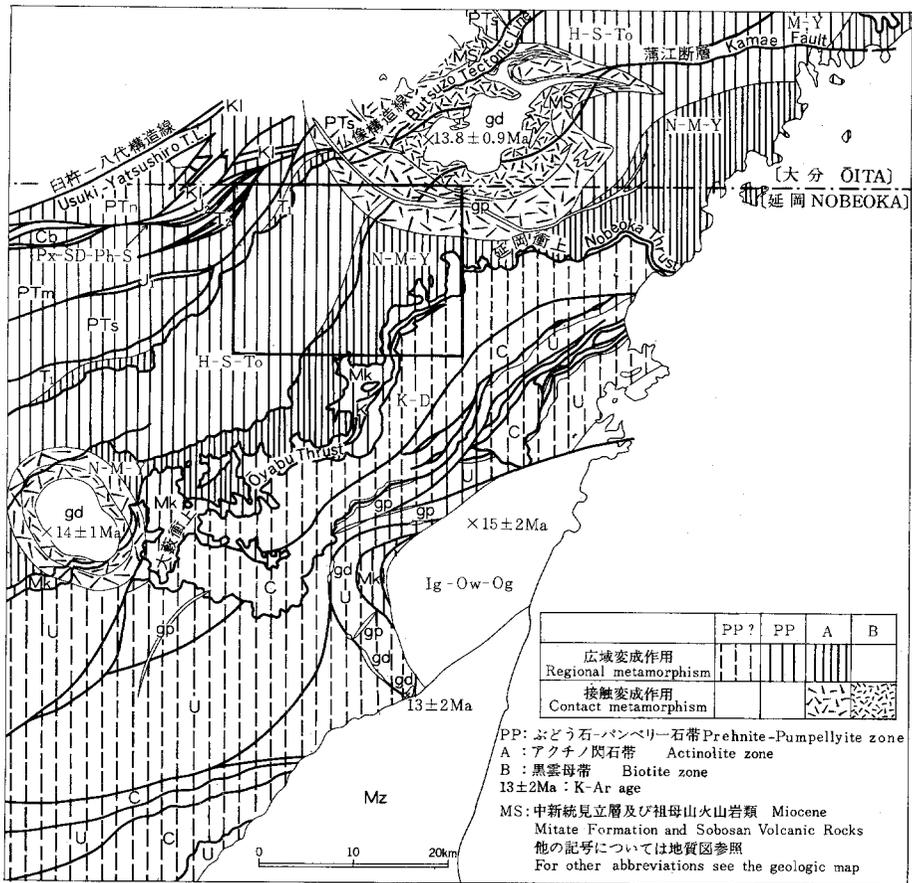


第32図 九州・四国西部における四万十層群砂岩の層序的・地域的組成変化 (寺岡, 1977, 1979に基づく)
九州の場合, SI1: 長瀬・塚峰・八戸・高隈山層, SI2: 日の影・椎葉・十根川層, Su1: 神門層, Su2: 鬼神野・渡川層,
Su3: 日南層群下部・上井野層, Su4: 日南層群上部・珍神山層. カッコ内の数字は試料数
Stratigraphic and regional changes of modal composition of the Shimanto sandstone in Kyushu and
west Shikoku, based on TERAOKA (1977, 1979). Arabic numeral in parentheses indicates number of
the examined sandstone samples.

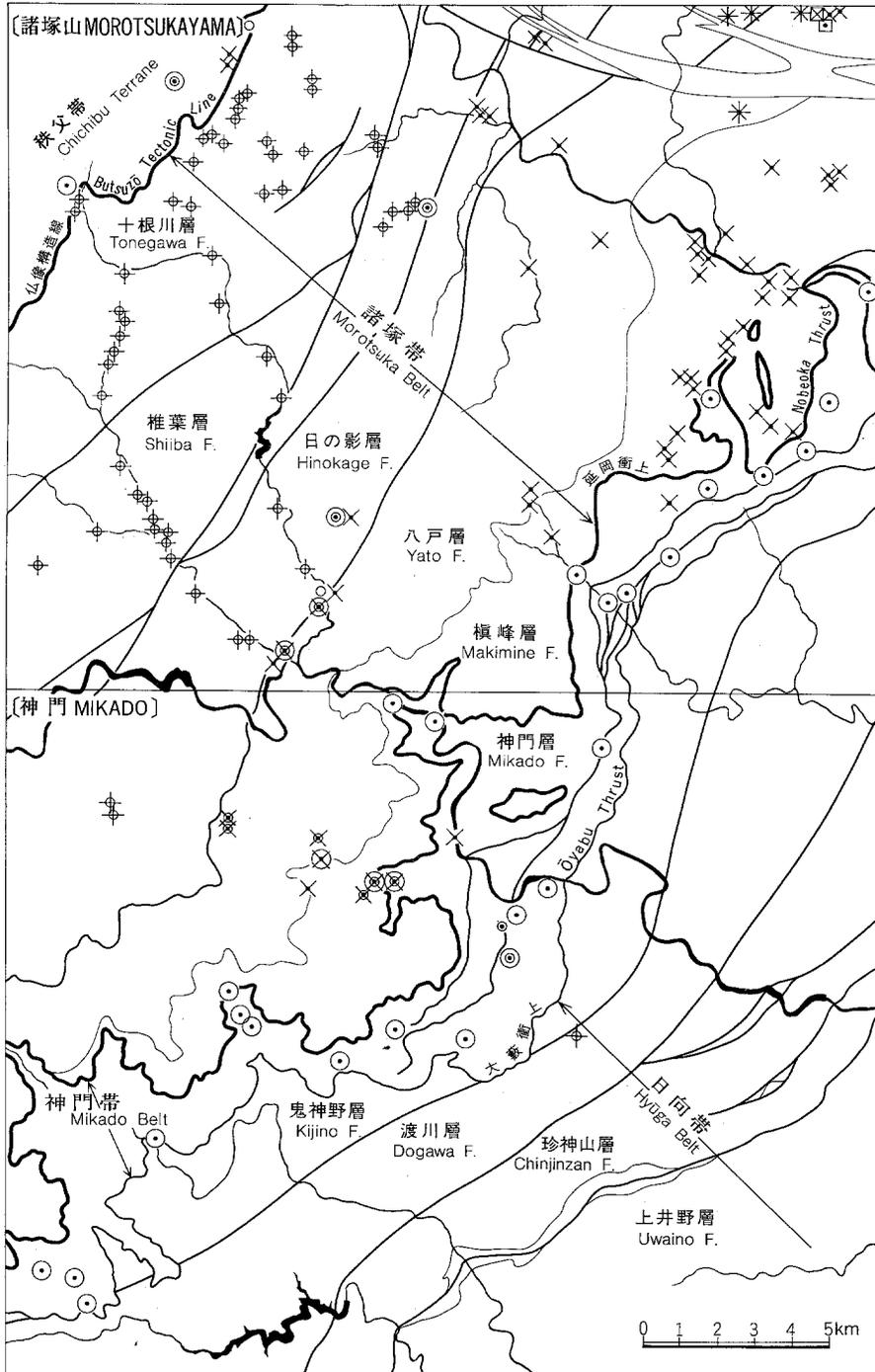
中・古生界も、黒瀬川構造帯に伴う古期岩類を除けば、大部分ぶどう石・パンペリー石帯、一部アクチノ閃石帯に属する。一方、四万十累層群は各所で中新世花崗岩類に貫入されており、その周囲は接触変成作用を受けている（第33図）。

諸塚山地域では、諸塚帯北部はぶどう石・パンペリー石帯に、同南部はアクチノ閃石帯に属する。神門帯は全域がぶどう石・パンペリー石帯に属し、諸塚帯のアクチノ閃石帯とは延岡衝上で明瞭に境される。日向帯には塩基性岩類が分布せず、かつ砂岩や頁岩中にも変成度を示す特徴的鉱物が見られないので、変成度を知る手懸かりがないが、再結晶の程度や組織から推定すれば、ぶどう石・パンペリー石帯もしくはそれ以下と思われる。

これとは別に、本地域北東方では大崩山花崗岩類（中新世中期）の接触変成作用による黒雲母帯とアクチノ閃石帯が識別される。本地域内では、黒雲母帯の外縁は地域の北東端部にあり、アクチノ閃石帯



第33図 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯 (寺岡ほか, 1981)
 Structural framework and metamorphic zonation of the northeastern part of the Shimanto Terrane in Kyushu (TERAOKA *et al.*, 1981).



第34図 諸塚山・神門両地域における特徴的な変成鉱物の分布図

- | | |
|----------------------|-----------------------|
| Metamorphic minerals | Original rocks |
| ○ Prehnite | ● Basic igneous rocks |
| ○ Pumpellyite | + Clastic rocks |
| × Actinolite | |
| □ Biotite | |

Distribution of characteristic metamorphic minerals in the Morotsukayama and Mikado districts.

は環状岩脈の外側約5kmにまで及んでいる。ただし、槇峰層・八戸層の分布地域では、広域変成作用によるアクチノ閃石帯と重なっている（第34図）。

諸塚帯

諸塚帯の北部はぶどう石・パンペリー石帯に、南部はアクチノ閃石帯に属しており、変成度は北から南に向かって上昇する。パンペリー石とアクチノ閃石の産出が塩基性岩を原岩とする場合にほぼ限定されるため、分帯しにくい地域もあるが、両帯の境は大局的には諸塚帯の構造と調和的であり、層序的には上位から下位に向かって変成度が上昇している。詳しくみると、両帯の境は地域によって異なり、地域北部の五ヶ瀬川流域では日の影層H2の中にあり、南部の耳川流域では八戸層Y1b・Y2の中にある。アクチノ閃石帯は千枚岩帯とほぼ一致している。

ぶどう石・パンペリー石帯では、塩基性岩類は片理に乏しく、原岩の組織をとどめていることが多い。石基部や普通輝石斑晶の周辺にぶどう石・緑泥石・パンペリー石・エピドートなどが生じている。本帯の砂岩は多数の白色の細脈に貫かれている（第35図）。鏡下では、白色脈中にぶどう石・石英・方解石が認められ、石基中にもぶどう石と微細なパンペリー石らしい鉱物が認められる。このパンペリー石らしい鉱物は細粒であり、かつ量も少ないので同定が困難である。斜長石粒は曹長石化されており、その一部にぶどう石・方解石・セリサイトが生じている。アクチノ閃石帯との境付近では、塩基性岩中でアクチノ閃石とパンペリー石・ぶどう石の共生が見られるが、塩基性岩の分布が少ないため、帯として認めるに至っていない。たとえパンペリー石とアクチノ閃石との共生で特徴づけられる帯があっても、著しく幅は狭い。この両鉱物が共生する付近では、砂岩中にぶどう石は見られず、アクチノ閃石帯の砂岩と同じ組み合わせになっている。



第35図 ぶどう石—方解石—石英細脈に富む利根川層T1の砂岩 山頭
Sandstone of the T1 Member with prehnite-calcite-quartz
veinlets, Tōnegawa Formation, Yamanto.

アクチノ閃石帯では、塩基性岩中にアクチノ閃石・緑れん石・緑泥石が普遍的に生じており、片理も発達している。まれに電気石やスティルブノメレンも見られる。砂岩では、曹長石・セリサイト・方解石・緑れん石が生じており、砂粒は片理に沿って伸ばされ、基質の組織が壊されていることが多い。

神門帯

神門帯の塩基性岩は主に玄武岩の枕状溶岩とそれに附随したハイアロクラスタイトからなり、ぶどう石・パンペリー石相の変成作用を受けて暗褐色―暗緑褐色を呈する。黄緑色や白色の細脈が多く生じており、エピドートや方解石で満たされている。ぶどう石脈は見られない。本地域では、ぶどう石とパンペリー石の共生関係は見られないが、南隣神門地域ではわずかに両者の共生が見られる。パンペリー石は細脈の少ない比較的均質な部分に産することが多く、量的に少なく、かつ粒度も小さい。延岡衝上の近くでは、非常にまれに諸塚層群中のもと思われる片理の発達した塩基性岩が構造的に挟み込まれており、これはアクチノ閃石・緑れん石で特徴づけられる鉱物組み合わせになっている。

II. 3. 6 地質構造

九州における外帯の地質構造の特徴の一つに北薩^{ほくさつ}の屈曲（橋本，1962）がある。これは西南日本弧と琉球弧との会合の1表現とみなされる。この屈曲構造には秩父帯も四万十帯も加わっている。しかし四万十帯の内部は単純な帯状配列ではなく、更に大小の屈曲構造や雁行構造があり、多様な構造が組み合わさって、極めて複雑な地質構造を呈している（第6図）。

九州の四万十帯は北から諸塚帯・神門帯・日向―日南帯に構造区分される。各帯の構造は北西―南東方向の加久藤―高崎線（寺岡ほか，1981）を境として、その両側で大きく異なる。諸塚帯の幅は、西側の60-70kmに対し、東側は20-30kmと著しく圧縮されており、低角衝上や走向断層も東側の地域に多い。神門帯の分布及びその両縁を画する延岡衝上、大藪・日蔭山衝上の発達は、加久藤―高崎線の東側に限られる。屈曲構造も東側に多い。日向―日南帯についても、東側に走向方向の逆断層が多いのに対し、西側は日南山地で代表されるように、地塊化と短軸褶曲で特徴づけられる。これらの地質構造を最終的に形成したものは、中新世前期末葉の高千穂変動（黒田・松本，1942）である。

諸塚山地域は加久藤―高崎線の東側にあり、諸塚帯・神門帯及び日向帯の一部で占められる。本地域の四万十層群は北東―南西方向の一般走向で北西に傾き、多くの走向断層で断たれて帯状配列をなすが、五ヶ瀬川流域をほぼ軸として、北西に張り出した緩やかな屈曲をなしている。これを五ヶ瀬屈曲と呼ぶ。花崗斑岩の環状岩脈の主脈は断層に沿って貫入したもので、この断層によって四万十帯の帯状配列は斜断されている。

諸塚帯

諸塚帯は北縁を仏像構造線で、南縁を延岡衝上で限られる。諸塚帯に分布する諸塚層群は、多数の走向断層による地層の欠除や繰返しがあるものの、累層単位で見ると、北に向かって上位層が順次重なっている。このことは砂岩組成の層序的变化や変成分帯からもうかがうことができる。並走する走向断層は、五ヶ瀬川の南では多少とも左横ずれの性格をもった逆断層で、断層面の傾きは概して南側のものほど低角となる。槇峰層M2には大規模の低角衝上断層が幾重にも重なっており、その最前縁に延岡衝上がある。地質図で示した走向断層はいずれも大規模なもので、特に日の影層と八戸層を境する塚原断

層は、東は大分県佐伯の南から、西は熊本県人吉盆地の北まで追跡される。八戸層・椎葉層・十根川層に見られる地層の繰り返しから判断すれば、これらの走向断層は大規模な褶曲の成長に伴って生じたもので、非対称褶曲の南翼が断層のため失脚して、北翼部のみが重なりあった一見単斜状の構造が形成されたものと思われる。環状岩脈の通路となった東西性の断層は、五ヶ瀬屈曲の西翼部の走向断層群とは対照的に、屈曲の東翼部に発達した右横ずれの断層で、本地域では帯状構造を斜断するが、東隣延岡地域ではだいに一般走向と平行になる。

諸塚層群全体を通じ、地層の走向は比較的整然としており、五ヶ瀬川流域を軸として屈曲しているが、屈曲の程度は南東に向かって（下位層ほど）強くなる。一方、地層の傾斜は下位層ほど緩くなる傾向があり、横峰層M2では10-20°の所が多い。小規模の褶曲は日の影・椎葉・十根川の各層によく見られる。いずれも大断層に伴って派生したものと思われる。局地的な走向、傾斜の乱れも大断層の周辺に多い。

神門帯

神門帯は延岡衝上と大藪・日陰山衝上で画された狭長な地帯で、延岡衝上の前縁剪断帯とみなされる。神門帯の南縁には大藪衝上と日陰山衝上とが並走している。日陰山衝上は、神門地域との境界部では神門帯の南縁を画するが、これより東方では覆瓦構造の前縁をなして鬼神野層中を走り、神門層の一部はこの覆瓦構造中に尖滅する。したがって、本地域東部から延岡地域にかけては、大藪衝上が神門帯の南限をなしている。神門層は全体として強い剪断作用を受けている。著しい圧砕部を除けば、泥質岩はほとんど葉片状又は薄いレンズ状をなしている。これらの剪断面はほぼ平行しており、塩基性岩類やこれに挟まれる泥質岩の走向・傾斜と大勢において一致している。それらのなす一般走向は宇納間の西ではほぼ南北であるが、これより北東では北東-南西方向を示し、北西に張り出した緩やかな屈曲構造をなす。この構造は大局的には五ヶ瀬屈曲の一部であるが、屈曲の軸は諸塚帯におけるよりも南にずれ、五十鈴川流域にある。

日向帯

本地域では日向帯のごく一部が見られるにすぎず、その全般的特徴をうかがうことはできない。鬼神野層K1、K2、渡川層D1、D2はいずれも走向断層で上・下限を切られている。このうち鬼神野層と渡川層を境する宇納間断層は大規模な断層で、神門地域ではこの断層に切られて渡川層D2が尖滅し、鬼神野層K2と渡川層D1とが直接している。これらの走向断層はいずれも北西傾斜の逆断層で、日陰山衝上を除けば、断層面の傾きは比較的高角である。地層の走向は大勢としては神門帯におけると同様緩やかに屈曲しているが、走向の小波曲が多い。地層の傾斜はほぼ30-60°の間で変化し、傾斜方向からも地層の小波曲を推定することができる。走向断層に伴う走向・傾斜の乱れも多い。

仏像構造線

秩父帯と四万十帯とを画する仏像構造線は、九州では大分県佐伯の北から本地域の北西隅をかすめ、鹿児島県阿久根に達し、これより南に折れて野間岬に至る。本地域では黒仁田付近から南西方の諸塚山・大仁田山の南東山腹を通る。この構造線は地形的にも高峻な秩父帯と開析山地の四万十帯とを分けている（第1図）。仏像構造線は衝上断層で、主として石灰岩からなる三宝山帯の三疊系・ジュラ系が諸塚層群十根川層に衝上している。衝上面の傾きは場所によって異なるが、飯干峠の南東では30-40°であ

る。衝上面の走向は三宝山帯の三畳系・ジュラ系の一般走向とほぼ平行しているが、十根川層の一般走向とはわずかに斜交している。このため、本地域では三畳系・ジュラ系に十根川層T1b及びT2が接するが、本地域の南西、椎葉村地域ではT1aが接するようになる。仏像構造線そのものの露頭は本地域では見られないが、西隣鞍岡地域の十根川沿い仲塔付近の露頭では、断層面の傾きはほぼ45°で、幅30-60cmの断層粘土帯を隔てて、三宝山帯の石灰岩と十根川層T1bの砂岩とが接しており、破碎帯の幅は意外に狭い。

延岡衝上

諸塚帯と神門帯とを画する延岡衝上は、延岡の東から熊本県人吉盆地の南まで追跡される。一般に低角度の衝上断層で、各地にクリッペやフェンスターをつくる。本地域でも槇峰付近では衝上面の傾きは10°以下で、このため槇峰層M2中に神門層がフェンスターをなして露出している。しかし衝上面の傾きは場所によって異なり、必ずしも一定しない。延岡衝上の上盤に当たる槇峰層M2は整然とした千枚岩を主とするが、衝上の下盤に当たる前縁部は著しく圧砕されており、神門層自体が前縁剪断帯をなしている。延岡衝上は諸塚層群の帯状配列をわずかに斜めに切っており、このため延岡地域では最下位の長瀬層が、本地域では槇峰層M2が、神門地域の西端では八戸層Y1がそれぞれ神門層に接している。延岡衝上は時代的には白亜系と第三系との境をなし、岩相・砂岩組成・地質構造・変成度なども同衝上を境として著しく異なる。このことから、同衝上は延岡構造線（今井ほか、1971）と呼ばれている。

II. 4 新第三系

II. 4. 1 花崗斑岩

諸塚山地域の北方に位置する大崩山花崗岩類の周りに、これを取り巻くように花崗斑岩の環状岩脈が分布する。その広がりには東西方向に約60km、幅は500-1,000mで、紀伊半島南部の新第三紀花崗斑岩の環状岩脈とともに、日本でも有数の大規模なものである。岩脈は四万十累層群ばかりでなく、秩父帯の中・古生界にも貫入して、後の浸食により一連の突出した地形をなしている。特に、丹助岳・矢筈岳・比叡山（以上諸塚山地域）・行^{ひかばき}藤山・可愛岳（以上延岡地域）を連ねる狭長な山稜は、南に緩く張り出した弧状をなし、急崖の見事な景観を呈している（第36図）。なお、環状岩脈の内側にも、各所にアブライト質の細脈が見られる。環状岩脈を境にしてその両側の四万十累層群及び秩父帯の中・古生界は、層序的に分布が大きくずれており、岩脈が大きな断層に沿って貫入したものであることを示している。しかし、大崩山花崗岩類と環状岩脈の形成はバイエス型カルデラの陥没に伴うものと解釈されており（TAKAHASHI, 1981）、現在見られる断層変位は、陥没により更に強調されていることになる。大崩山花崗岩類のK-Ar年代が13.8Ma（柴田、1978）であることから、これに関連する花崗斑岩の年代もほぼ同時期で、中新世中期と思われる。

諸塚山地域では、環状岩脈はその北東域をほぼ東西に走るが、比叡山の東で東方及び西方に分岐しており、また丹助岳の西でも分岐している。花崗斑岩は主に淡灰色を呈し、多量の径数mmの長石及び黒雲母の斑晶を有する黒雲母花崗斑岩で、厚い岩脈の中央部付近では石基は粗粒であり、晶洞状の小空隙に富む。また岩脈の縁辺部や細い岩脈では、斑晶が少なく石基が細粒となる。岩脈は所により径2-7



第36図 矢筈岳(左)及び比叡山(右)の花崗斑岩, 四万十累層群を貫く環状岩脈の一部 菅原から北方を望む
 Outcrops of granite porphyry, a part of a ring dike intruding into the Shimanto Supergroup,
 viewed north from Sugawara.

cmの頁岩や砂岩の捕獲岩を含んでいる。

鏡下では、斑晶は主にカリ長石・石英・斜長石・黒雲母からなり、褐色角閃石・単斜輝石・斜方輝石を伴う。単斜輝石は周囲を褐色角閃石に囲まれており、部分的にアクチノ閃石や緑泥石に交代されている。斜方輝石はほとんど緑泥石に交代されているが、まれに残っていることがある。石基は細粒の石英・カリ長石・斜長石・黒雲母の集合体であり、黒雲母は緑泥石化していることが多い。

II. 5 第四系

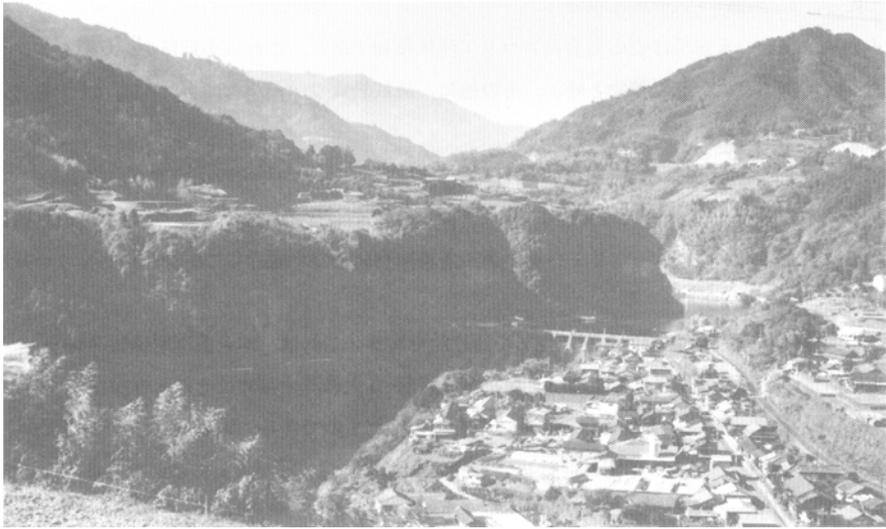
II. 5. 1 河岸段丘堆積物

諸塚山地域では河岸段丘が顕著に発達するのは五ヶ瀬川及びその支流で、五十鈴川・耳川及びそれらの支流にはごくわずかに見られるにすぎない。

五ヶ瀬川及びその支流の流域には、日之影・槇峰付近に標高220-260m(河床よりの比高100-140m)の段丘面が、八戸・八峽付近及びその南東では標高100-140m(比高60-100m)の段丘面がみられる(第37図)。その多くは阿蘇火砕流堆積物の浸食面であり、それより20-80m下位、すなわち阿蘇火砕流堆積物の直下に厚さ2-10mの旧河床堆積物がある。ここで述べる段丘堆積物とはこの旧河床堆積物のことで、阿蘇火砕流堆積物に被覆されるため、一部を除き地質図では省略してある。この堆積物は主に礫からなり、砂を混じえる。礫質はそれぞれの上流部の地質に応じて異なるが、一般に砂岩が多く、槇峰付近では火成岩礫を含む。礫はほぼ亜円礫で、粒径は大きなもので約1m、普通10-30cm大である。

五十鈴川沿いの宇納間付近にも標高160-200m(比高10-30m)の地域に河岸段丘堆積物が点々と見られる。その一部は阿蘇火砕流堆積物に覆われるが、他は阿蘇火砕流堆積物を欠き、河岸段丘堆積物が直接露出している。これらの河岸段丘堆積物は厚さ2-5mで、主に礫からなり、粒径は10-30cmで、一般に砂岩の礫が多いが、塩基性岩類の礫も含む。

諸塚付近では標高240m(比高約100m)の塚原付近に阿蘇火砕流堆積物の浸食面があり、これより60-



第37図 八戸付近の河岸段丘
River terrace, near Yato.

80m下位に厚さ数mの河岸段丘堆積物がある。礫の粒径は10-30cmで、砂岩の垂円礫が多い。七ツ山川や柳原川沿いにも小範囲に段丘地形が見られ、阿蘇火砕流堆積物に覆われるが、一部を除き礫の存否はよく分からない。なお、主要河川沿いにより新期の河岸段丘堆積物が見られるが、分布が小さいので地質図では省略した。

II. 5. 2 阿蘇火砕流堆積物

阿蘇火砕流とは、本地域の北西方約20kmの阿蘇カルデラ地域から噴出し、同カルデラの形成に関係した火砕流の総称であり、それらの堆積物を阿蘇火砕流堆積物と呼ぶ。阿蘇火砕流は、それぞれの間にかなり長い時間間隔のある4回の噴火サイクルに流出した。本報告では各噴火サイクルは古い方からAso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4と呼び、各サイクルの火砕流及びその堆積物は阿蘇-1火砕流及び阿蘇-1火砕流堆積物などと呼ぶ(小野ほか, 1977)⁵⁾。本図幅地域にはそれらのうちの新しい方の2サイクルの噴出物、すなわち阿蘇-3火砕流堆積物と阿蘇-4火砕流堆積物とが分布する。両堆積物は本地域内の主要河川、すなわち五ヶ瀬川、耳川及び五十鈴川の各水系に沿って段丘状の地形をつくっている。以上のうち、五ヶ瀬川は阿蘇カルデラの南東斜面を経て流下しているもので、火砕流の流れやすい経路であったため、各火砕流堆積物はこの水系に沿って最も分布が広く、かつ厚い。一方、耳川及び五十鈴川の各水系は阿蘇カルデラの斜面に直接達していないが、阿蘇火砕流は途中の地形的高所を越えて、これらの水系内にもその堆積物が分布している(今井ほか, 1979, p. 34)。

阿蘇火砕流の噴出年代について、確定的な測年値はまだ得られていないが、阿蘇-4火砕流は50,000Y. B. P. 前後とされ(町田ほか, 1981)、阿蘇-3火砕流はそれよりも数万年程度古いものと思われる(小野ほか, 1977)。

5) 小野ほか(1977)ではAso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4は噴火サイクル、火砕流、及びその堆積物に対して共通して使用された。

II. 5. 2. 1 阿蘇 - 3火砕流堆積物

本火砕流堆積物の大部分は安山岩質のスコリア流堆積物であり、これは小野ほか（1977）のAso-3Bに当たり、阿蘇 - 3B火砕流堆積物と呼ぶ。その他に、流紋岩質のAso-3Aに当たる部分を少量含み、これを阿蘇 - 3A火砕流堆積物と呼ぶ。

分布 阿蘇 - 3火砕流堆積物は五ヶ瀬川本流沿いに分布する⁶⁾ ほか耳川の支流七ツ山川沿いに小分布があり、いずれも阿蘇 - 4火砕流堆積物に接し、その下位に露出する。なお、阿蘇 - 3火砕流堆積物は本地域内では五十鈴川水系には分布していないが、南隣神門地域の北縁近くに小分布がある（今井ほか、1979）。

現在の阿蘇 - 3火砕流堆積物の分布は極めて断片的である。これは、本火砕流堆積物が阿蘇 - 4火砕流の流出以前にほとんど削剥されたため、現在ある阿蘇 - 3火砕流堆積物はそのとき残存していたものが、阿蘇 - 4火砕流堆積物によって保護されて現在に至ったものである。阿蘇 - 3火砕流堆積物は、当初は峡谷に厚く堆積して、その下部は溶結し、また上部には非溶結部があったはずであるが、削剥の結果、現在五ヶ瀬川沿いには下部の溶結相のみが、また七ツ山川沿いでは谷壁の非溶結相のみが残存している。

岩相及び岩石記載 この地域内に分布する阿蘇 - 3火砕流堆積物はすべてガラス質であり、脱ガラス化相は発見されていない。

七ツ山川沿いに分布するものは、厚さ数m以上あり、大部分非溶結であるが、比較的硬く、よくしまっている。一部は弱く溶結し、幅広い柱状節理をもつ。基質は暗赤灰色の細粒火山灰であり、その中に、径数cm以下の黒色スコリアを数%含む。スコリアは無斑晶安山岩質であり、一般によく発泡し、径のそろった球状の細かい気泡を多量に含む。大形のスコリアでは中心部に空洞状に大きい気泡を持つものがある。石質破片の量は1%以下である。風化したものは、基質は赤褐色、スコリアは赤色を呈する。

七ツ山部落入口の道路沿いに露出する本火砕流堆積物の基底には径数cm以下の白色の軽石を多く含む部分がある。この軽石は長孔型の気孔をもち、繊維状を呈する流紋岩質軽石であり、この部分は阿蘇 - 3A火砕流の堆積物である。

本火砕流堆積物下部の溶結相は五ヶ瀬川沿いに露出し、現存するだけで厚さは20m以上である。最下部は日之影西方の国道傍に露出する。ここでは基底は露出していないが、最下位は細粒火山灰の溶結した、黒色、均質、緻密なガラス質岩であり、破面は貝殻状断口を呈する。その上部には、同様に黒色、緻密であるが、本質レンズを多く含む部分がある。本質レンズは著しく扁平（0.3×5cm程度）であり、基質中よりもレンズ内に微小なパーライト割れ目がよく発達するために、風化面ではレンズ形の凹みが目立つ。これらの部分は、岩相的特徴からみて阿蘇 - 3A火砕流堆積物の強溶結相であろう。

阿蘇 - 3A火砕流堆積物は輝石流紋岩質である。鏡下では阿蘇 - 3A火砕流堆積物の強溶結相は、主として、極めて強く扁平化されたガラス破片からなる。ガラスは淡褐色澄明で、屈折率はパルサムよりも低い。その他に、ほとんど無斑晶で、均質なガラスからなる本質レンズと少量の斜長石・輝石・鉄鉱な

6) 阿蘇 - 3火砕流堆積物は道路レベル付近に分布しているが、この調査の時点では五ヶ瀬川沿いの国道傍の露頭は大部分モルタルで覆われていた。したがって、五ヶ瀬川沿いには地質図に表わされている以外にも阿蘇 - 3火砕流堆積物の分布がある可能性がある

どの分離結晶を含む。

阿蘇 - 3B火砕流堆積物の溶結相は本地域北縁に近い袴谷付近・中村入口などによく露出する。径1m程度の幅広い規則的な柱状節理が発達する。暗褐灰色の基質中に、長さ5-20cmの本質レンズを含む。本質レンズは黒色、光沢のある緻密なガラスであるが、その他に、あまり扁平化していない、発泡したスコリア質岩塊が含まれる。石質岩片は径5cmのものが少量あるが、一般には2cm以下であり、砂岩が多い。

阿蘇 - 3B火砕流堆積物は無斑晶に近い輝石安山岩質である。鏡下では阿蘇 - 3B火砕流堆積物の溶結凝灰岩は、径0.5-1mm以上の本質レンズ・石質破片・分離結晶が約50%を占め、その間を微細なガラス破片が埋める。

ガラス破片は褐色のガラスからなり、肉厚のカスプ型あるいは破片型である。本質レンズは褐色のガラスであるが、濃淡さまさまの色調のものが同一薄片内に混在する。強溶結相では無構造の均質なガラスであるが、弱溶結相中では気泡を残しているものが多く、レンズによって球型の気泡のものと、やや長孔型の気泡のものとある。本質レンズはほとんど無斑晶質であり、少量の斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱を含む。分離結晶には上記の斑晶と同種のものと、外来結晶と思われる輝石などがある。石質破片は主に輝石安山岩からなる。

識別 阿蘇 - 3火砕流堆積物の主体である阿蘇 - 3B火砕流堆積物は、阿蘇 - 4火砕流堆積物に比べ、常に濃色であり、かつ赤味を帯びること、また黒色のスコリア及びガラス片を含むこと、風化したとき阿蘇 - 4火砕流堆積物の軽石は粘土化して灰白色を呈するが、阿蘇 - 3火砕流堆積物のスコリアは燈赤―赤褐色であることなどによって容易に区別される。

阿蘇 - 3A火砕流堆積物の強溶結相は阿蘇 - 4火砕流堆積物基底の強溶結相と岩相が似ており、この岩相のみが単独に分布して、層序関係や他の岩相との連続関係などが不明の場合には、これらを区別することは容易ではない。

II. 5. 2. 2 阿蘇 - 4火砕流堆積物

本地域に分布する阿蘇 - 4火砕流堆積物は流紋岩質軽石流の堆積物であり、小野ほか（1977）のAso-4Aに当たる。しかし、上部が削割されていることと、強く溶結している部分が多いこととのために、Aso-4Bに当たる部分が、もともと堆積しなかったか及び現在どこにも分布していないかについては確実ではない。

分布・厚さ 阿蘇 - 4火砕流堆積物は阿蘇火砕流の4回の大きい噴火サイクルの噴出物のうち、最も新しく、また最も広く分布するものである（小野ほか，1977）。本地域内では五ヶ瀬川の本流及び各支流沿いに最も広く、その他耳川及びその支流の七ツ山川などと五十鈴川の各河川に沿って分布する。

五ヶ瀬川沿いでは現在の厚さは50-100m程度であるが、川を中心近くに露出する底部と山腹にある表層部との標高差は200mに達することもある（地域北縁、不動の瀬川沿いの上栃の木付近など）。耳川水系の七ツ山川でも厚さは数10mあり、七ツ山部落及び耳川本流との合流点の塚原付近でも基底と上面との標高差は100m以上ある。五十鈴川沿いでは厚さは10m以下である。

阿蘇 - 4火砕流流出時の水系分布は現在と全く同じである。火砕流は当時の河谷に沿って、谷の低所

を埋積したが、その後の削剝によって阿蘇 - 4 火砕流堆積物は谷の両側あるいは片側に段丘状に残された。現在すべての大きい河川では谷底に四万十累層群などの基盤岩が露出しており、阿蘇 - 4 火砕流堆積物の基底が確認できる露頭では、その下位に河床礫層がある。しかし礫層の上にある火砕流堆積物に当時の水の存在を思わせる異常が全く見られないことは、この礫層が当時既に離水して段丘をなしており、河道の底はそれよりも低い位置にあったことを示すのかもしれない。その河道を埋めた阿蘇 - 4 火砕流堆積物が浸食によってすべて失われたとすると、阿蘇 - 4 火砕流流出時の洞谷の底は現在見られる阿蘇 - 4 火砕流堆積物の基底と現在の谷底との中間にあることになるが、現在その可能性を確定できる資料がない。

地形 現在阿蘇 - 4 火砕流堆積物を作っている段丘状地形の表面は原表面ではなく、一般に浸食によって多少の修飾を受けている。段丘状地形の川側はほぼ垂直の絶壁で境されているが、上面は全く平坦ではなく、緩く谷側に傾くか、多少の起伏があり、また山側はやや急な斜面となって基盤岩山地の山腹に近づき、両者の地形的境界を明確に指摘できないことがしばしばある。絶壁をなしている部分は強溶結相であり、上面の緩傾斜の部分は弱溶結相、特に気相晶出相と、非溶結相とである（第38図）。山側に中間的な傾斜の斜面があるときは、そこに薄い堆積物があることが多い。また、平均的分布高度よりも低い谷沿いの緩傾斜地には阿蘇 - 4 火砕流堆積物は堆積しているはずであるが、堆積物が極めて薄く、風化、削剝あるいは崖錐などによる被覆のために露頭を確認できないことが多い。地質図には谷沿いに



第38図 五ヶ瀬川沿いの阿蘇 - 4 火砕流堆積物の地形 本地域北縁付近、日之影町宮水の公民館付近から北西方を見る中景から背後は三田井地域。右手前の矢印（国鉄高千穂線影待駅付近）の上の崖は阿蘇 - 4 火砕流堆積物、下の崖は阿蘇 - 3 火砕流堆積物。それ以外の川岸の崖（正面、左手）はすべて阿蘇 - 4 火砕流堆積物の強溶結相。左手前及び正面の台地上緩斜面は阿蘇 - 4 火砕流堆積物の弱溶結相
 Valliey filling Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit along Gokase-gawa valley, viewed northwest from Hinokage near the north margin of this quadrangle. The cliff below the arrow is of Aso-3 Pyroclastic Flow Deposit and the cliff above the arrow and other cliffs are of densely-welded Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit. Gentle slopes to the left and in front are of partially-welded Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit.

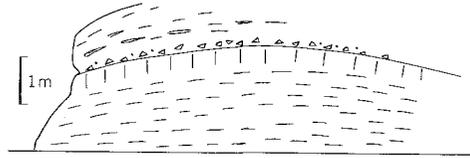


第39図 元の山腹斜面に平行に近い阿蘇 - 4 火砕流堆積物の浸食面 独立の地形をほとんど示さないで、植生に覆われると発見しにくい 諸塚村山の川内南方
 An erosion surface of Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit nearly parallel to the original slope of a valley side. It is hard to be identified when covered by vegetation.

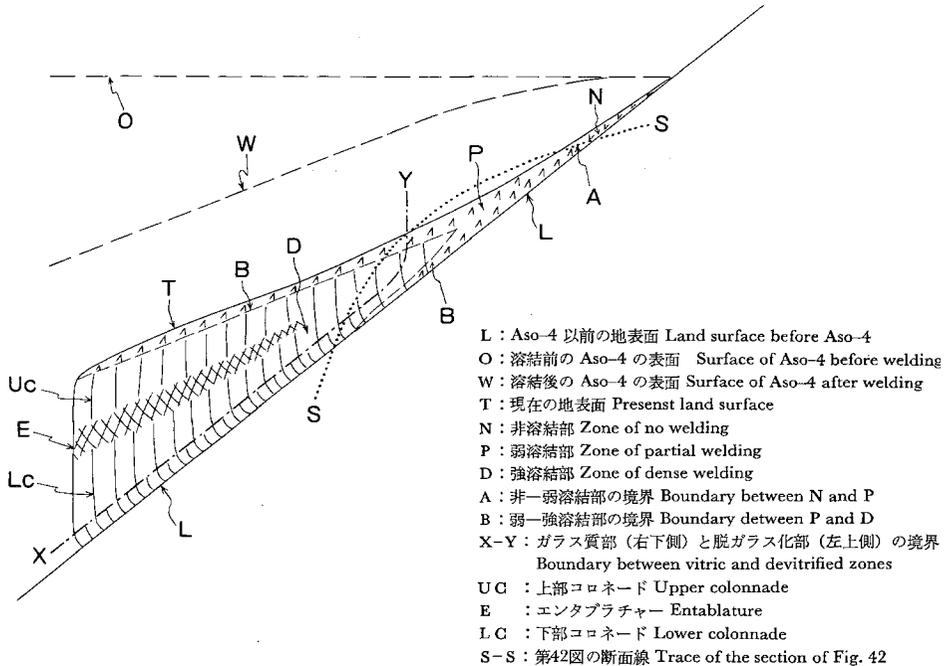
断続して阿蘇 - 4 火砕流堆積物の分布が表現されているが、これらは露頭が確認されたものか明確な地形的表現のあるものに限られており、この他にも地形に明瞭に現われない分布はかなりあるものと思われる（第39図）。

フローユニット 本地域の阿蘇 - 4 火砕流堆積物は、極めて厚い谷埋め型の堆積物であり、他地域の経験からみても複数のフローユニットからなるものと思われる。しかし、かなりの部分が強く溶結して原構造が分かりにくいことと、垂直に近い露頭を全層準にわたって観察することが難しいこととのために、フローユニットの境界が確認できたのは下記の露頭だけであった。本地域北縁中央、日之影川左岸の竹の原部落の北方（本地域北縁より約100m北の三田井地域にある）の露頭では、2つのフローユニットが認められる（第40図）。下位のフローユニットの大部分は帯紫灰色の、一部結晶化した緻密な溶結凝灰岩であり、その上部約40cmは全体ほぼ均質なガラスからなり、この部分に上から柱状節理ができています。この上にあるフローユニットは最下部に異質角礫が濃集した部分があり、その上は下位のフローユニットのものよりも溶結度の低い溶結凝灰岩である。

岩相 阿蘇 - 4 A 火砕流は流紋岩の軽石流である。しかし、その堆積物は溶結の程度、結晶化の状態などによって岩相が多様に変化する。この火砕流堆積物は堆積時の温度が比較的高温であり、本地域内では谷埋め型の厚い断面をもっているため、その下部は強く溶結している。岩体内の溶結度、結晶化などの配置は SMITH (1960) によって示された諸例のうち高温のものに当たるが、基底面の地形が著しく



第40図 阿蘇-4火砕流堆積物中の2フローユニット 日之影町竹の原北方
Two flow units in Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit.

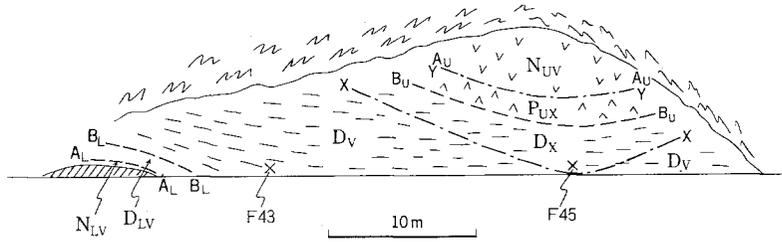


第41図 谷埋め型の阿蘇-4火砕流堆積物の模式断面
Schematic cross section of valley-filling Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit.

複雑なため実際の岩体内の諸相の配置も複雑である。本地域の谷埋め堆積物の現在の模式断面と各岩相配置の事例とを第41・42図にそれぞれ示す。

基底の非溶結相は黄灰色、粉状の細粒ガラス火山灰からなる。これは厚さ数cm-数10cmで暗灰色、弱溶結の溶結凝灰岩に移化し、それは数10cm-数mで更に強溶結相に移化する。溶結の著しい場合には強溶結相の基底は黒色緻密でガラス光沢のある黒曜岩様の岩相を示す。

強溶結相の一部には本質レンズが著しく扁平化し、軽石の単なる圧密による扁平化による縦横比をこえ、二次流動（小野・渡辺，1974）が起きたことを示すものもある（第43図）。強溶結相から上面に向かって弱溶結相、非溶結相に移化するが、その変化は基底の非溶結相から強溶結相に至る変化に比べて、緩やかである。上部の弱溶結相がガラス質のときは、暗褐色の基底に、濃色の本質レンズを含む岩相を示す。本質レンズは軽石の繊維状構造をまだ残している。上部の非溶結相は灰白色のガラス火山灰か



分帯と位置関係 Zones and their relations		
溶結度 Degree of welding	図中の略号 Symbols in this figure	ガラス/脱ガラス化 Vitric/devitrified
上部 Upper	N _{UV} A _U -----A _U P _{UX} B _U -----B _U D _X	ガラス質 Vitric Y-----Y
非溶結 No Welding		
弱溶結 Partial w.		脱ガラス化 Devitrified X-----X
強溶結 Dense W.	D _V B _L -----B _L P _{LV} A _L -----A _L N _{LV}	ガラス質 Vitric
下部 Lower		

第42図 谷埋め型の阿蘇-4火砕流堆積物の山腹に近い断面 第41図(模式断面)のS-S面を、谷側から山側(第41図の左から右)に見た断面である。日之影町追川、大規模林道の切り取り。図中のF43・F45は第43・45図の写真の位置
A sketch of a cut of valley-filling Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit. This figure corresponds to S-S section in Figure 41. F43 and F45 are the points of Figures 43 and 45 respectively.

らなる基質に径数10cm以下の大形の軽石を多量に含む。軽石は長孔型の気泡をもち、よく発泡し、斜長石及び角閃石の斑晶を含む。山腹の緩斜面などに極めて薄い堆積物がのるときは風化した火山灰質の土壤中に、特徴的な長柱状の角閃石を含むことでその存在が確認される。

やや厚い断面では、強溶結相は下部のみがガラス質であり、中部から上は脱ガラス化が起こる。脱ガラス化は基質から始まり、本質レンズの脱ガラス化はそれよりも遅れるので、まず淡色化した灰色の基地中に黒色ガラスの本質レンズが明瞭に見える岩相が現れ、ついで本質レンズも脱ガラス化によって淡色化して全体が灰色の岩相となる。強溶結相が脱ガラス化した場合はその上の弱溶結相には気相晶出作用が起きていることが普通である。気相晶出作用を著しく受けた岩石は灰白色、多孔質で極めてもなく、浸食されやすいので自然露頭にはなりにくい。露頭があるときには第44図に示すように露頭面は丸味を帯び軽石の部分が抜け落ちて凹みを作る特徴的な風化面をつくる。

岩石記載 阿蘇-4A火砕流は紫蘇輝石角閃石流紋岩質である。鏡下では溶結凝灰岩はガラス破片・本質レンズ・分離結晶・石質破片からなる。ガラス破片はやや径の大きい(一般に300μm位)薄板状のカスプ型であり、淡褐色で澄明なガラスからなる。脱ガラス化相中では、ガラス破片は外縁から内側

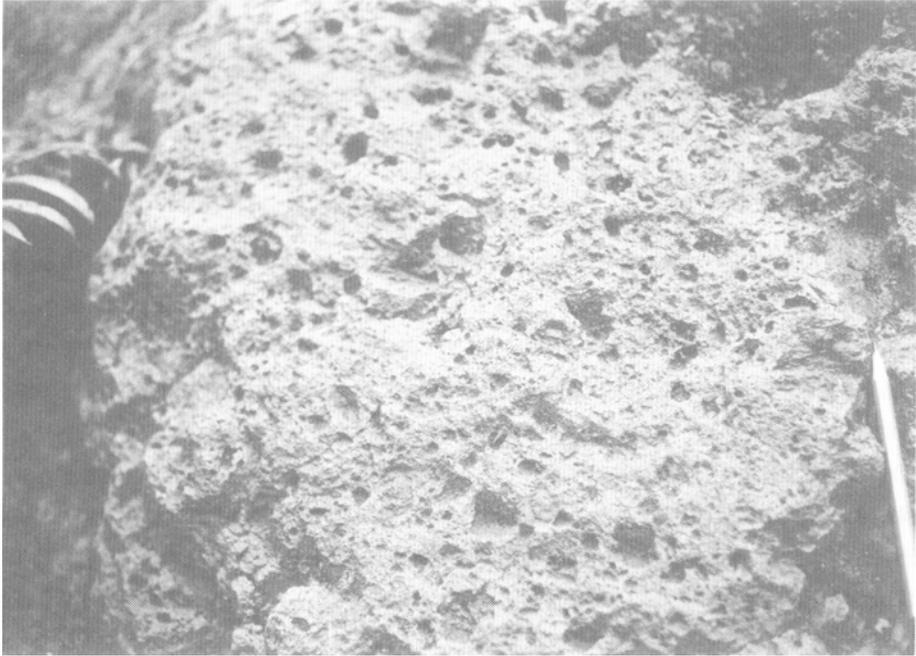


第43図 阿蘇 - 4 火砕流堆積物のガラス質強溶結相 葉理面は斜面に沿って傾き、本質レンズは単なる扁平化だけでなく、斜面に沿う二次流動によって、やや引き延ばされている。日之影町追川、大規模林道の切割り（第42図のF43）

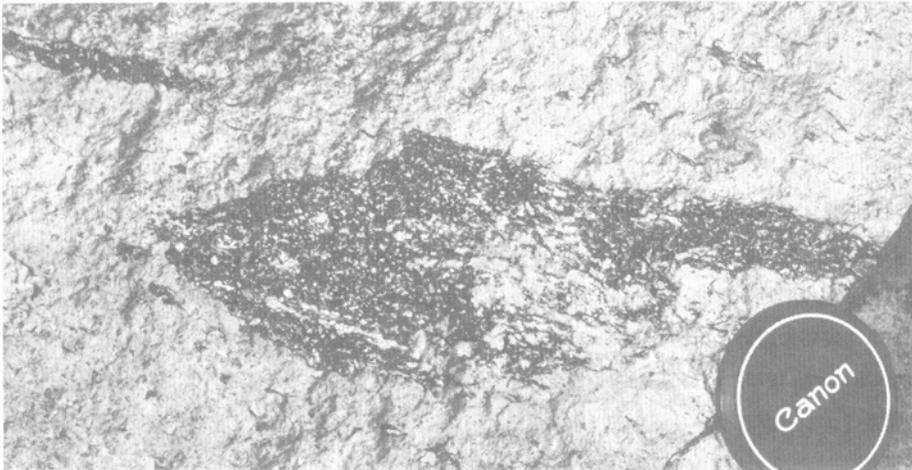
Dense, vitric welded tuff of Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit. Note the inclined foliation plane and essential lense (flattened pumices) which were not only flattened but a little stretched by secondary flowage along the foliation plane. The Photograph was taken at F43 in Figure 42.

に向かって針状の珪長質鉱物が成長するアクシオライト構造をもつことが多い。気相晶出相中ではアクシオライト構造は更に顕著になる。

本質レンズはガラス破片と同様に淡褐色澄明なガラスからなる。本質レンズは、弱溶結相中では軽石の長孔状の気泡を一部残したり、繊維状構造が認められるが、強溶結相中では気孔のあとを全くとどめず、均質、無組織のガラスとなるか、その中に球状の二次気孔を散点させるのみとなる。脱ガラス化相中では、強溶結相の本質レンズは均質なガラス中に微球顆を生じて次第にガラスが交代される（第45図）。球顆は鏡下では褐色で不透明に近く、サニディン及びクリストバライトの微細結晶の羽毛状集合体であって、微弱な複屈折を示す。気相晶出相中では、本質レンズはもとの軽石の構造を全く失い、サニディン・クリストバライトの放射状集合である微小球が、それぞれの間に空隙をおいて集まっている、著しく



第44図 気相晶出作用を著しく受けた阿蘇 - 4 火砕流堆積物の風化面 露頭面は丸味を帯び、軽石の部分は特にもろいので凹みを作る。諸塚村矢左右
 Erosion surface of Aso-4 welded tuff in the zone of intense vapor-phase crystallization. Note the somewhat rounded appearance of the rock face which is pitted by weathered-out pumices.



第45図 脱ガラス化しなかった本質レンズ 既に脱ガラス化した基質中に黒色ガラス質の本質レンズがあるが、その本質レンズの中央右よりと左下方とに微球顆（白い雲状の部分）が発生して、脱ガラス化している。本質レンズの黒色ガラス中の白い微小な斑点は大部分斜長石斑晶。日之影町迫川、大規模林道の切り取り（第42図のF45）
 Partly devitrified essential lens (collapsed pumice) of Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit in devitrified matrix. White areas in the middle right and the lower left in the black, vitric lens are aggregates of microspherulites. Small white specks in black, vitric part are mainly of plagioclase phenocrysts. The Photograph was taken at F45 in Figure 42.

多孔質の特異な組織を示す。

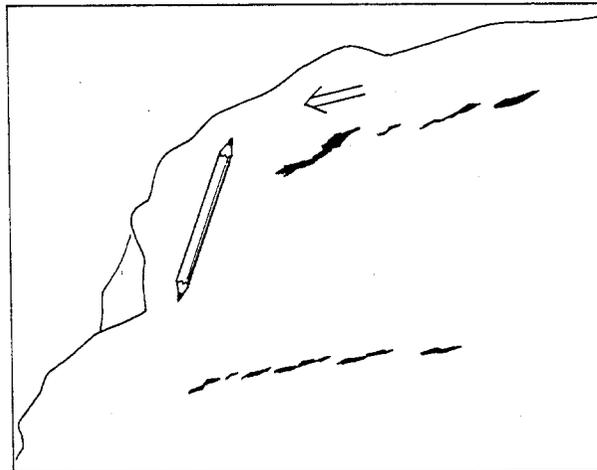
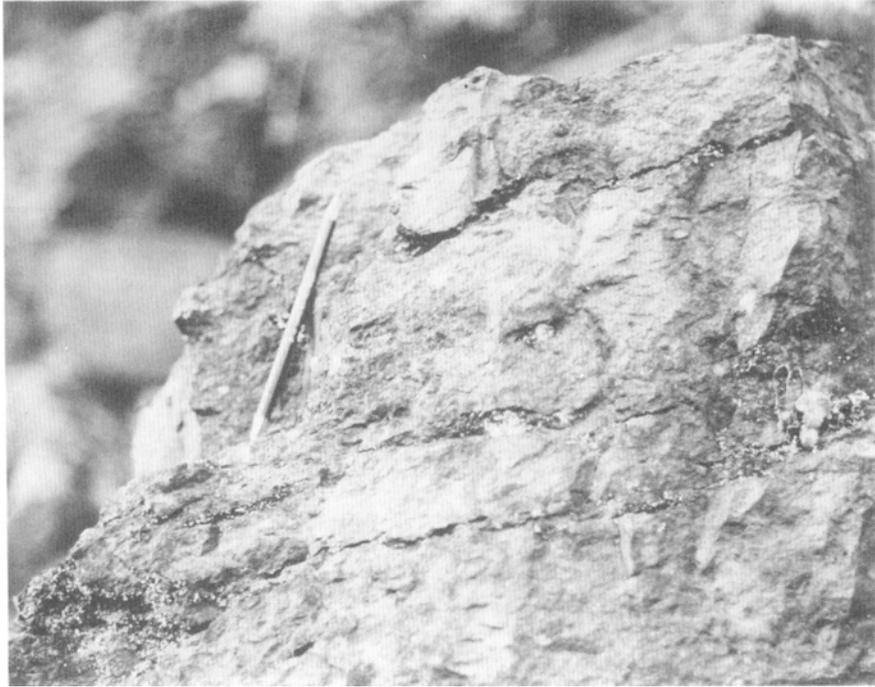
本質レンズ中の斑晶は斜長石・角閃石・紫蘇輝石・鉄鉱である。斜長石は一般に清澄な中性長石である。角閃石は一般に清澄な緑色角閃石であるが、気相晶出相中では褐色で複屈折が大きく、酸化角閃石に近い。紫蘇輝石は古銅輝石に近い組成をもつ。分離結晶には上記の斑晶と同種のもののほか、組成の異なる斜長石や普通輝石などの外来結晶がある。

石質破片は安山岩が最も多く、その他に変質火山岩・砂岩などを含む。

異質角礫 阿蘇 - 4 火砕流堆積物中に包有されている異質角礫は、本地域内では一般に径10cm以下、多くは5cm以下で、量は数%以下である。礫の岩種は安山岩を主とする火山岩が圧倒的に多く、約80%を占める。阿蘇カルデラから本地域までの阿蘇 - 4 火砕流の流路にほとんど火山岩が分布していないことと、本地域に限らず阿蘇 - 4 火砕流堆積物の分布全域にわたってどこでも安山岩がもつとも多量に含まれていることからみて、異質角礫の大部分は噴出時に火道周辺から火砕流中に取り込まれたものである。本地域では残りの礫種は砂岩・泥岩・チャート・変質火山岩などであり、中・古生界、四万十累層群、祖母山火山岩類などに由来するものと思われる。地域西部北縁の黒仁田で、三畳系の石灰岩が露出する直下の阿蘇 - 4 火砕流堆積物の非溶結相中の角礫を見ると、径2cm以上の大形の礫は約10%の石灰岩を含み、径2cm以下の小形の礫には石灰岩は含まれていなかった。他の地点では石灰岩礫は極めてまれであるので、大形の石灰岩礫はこの地点で取り込まれたものであること、すなわち火砕流が流走中に異質角礫を取り込むことがあることを示している。

構造・節理 深い峡谷を埋積した断面では、谷の中央部に厚い強溶結相ができ、それによって起こる岩体の変形に伴い、二次流動（第43図）他、岩体内に生じた張力場における引きはがし（LIPMAN and ARAMAKI, 1966；渡辺, 1976）、本質レンズのしぼり出し（渡辺, 1976；小野ほか, 1977, p. 115など）などの現象が現れる。本図幅地域の阿蘇 - 4 火砕流堆積物にもしばしばこの種の現象が観察される。強溶結相中では圧密によってもととの気孔は失われているが、引きはがし構造の一種として、その中に球形の二次気孔が生じ、それが特に本質レンズの周辺に集まって、上下に開いたレンズ型の空隙となっていることがある。第46図に示されるように、このレンズ部分を剥離面として、岩体の上部ほど谷側にずれるような差動を起こしている例も多く観察されている。

溶結凝灰岩には柱状節理が発達する。柱状節理は一般に直立しているが、基底面が傾いているときには、基底の近くで基底面（すなわち冷却面）に対して垂直に近づくように曲がるのが普通である。一般に柱状節理の間隔は数10cm-1m程度であるが、ときには30cm以下の極めて細い柱状を呈することがある。峡谷を埋めた溶結凝灰岩には、垂直の規則的な柱状節理（コロネード：たとえば WILLIAMS and McBIRNEY 1979, p. 115, などを参照）の中間に極めて方向の不規則な、あるいは斜交した、細かい節理系（エンタブラチャー：上記 WILLIAMS and McBIRNEY 1979, など）が現われることがある（第41・47図）。これらの細かい節理には、上方からの柱状節理に直交して生じているものがあるが、関係が明らかでないものもある。規則的な柱状節理は平面的な冷却面から等温面が平行移動して冷却が進行するときに形成されるが、峡谷を埋めたレンズ形の断面では周囲から冷却が進行すると、断面の中央部では温度勾配が小さくなって、新しく生じた節理が次の放熱面となるなど等温面の形を規制する条件が複雑になり、その結果として複雑な節理が形成されたものと思われる。



第46図 阿蘇-4火砕流堆積物強溶結相中の引きはがし構造 レンズの周辺にできた二次気孔の部分で葉理が上下に引き離され、それらのエシェロン状の配列によって、スケッチ中の矢印で示されるような、上ほど左（谷側）へずれる差動を起こしている。日之影町追川東方（第47図の露頭からの転石）
 Pull-apart structure in dense welded tuff of Aso-4. Note the right-stepping echelon of pulled-apart, secondary-vesiculated lenses resulted in left-lateral, down to valley-bottom, differential movement along the foliation plane as shown by the arrow in the sketch.

II. 5. 3 沖積層

諸塚山地域はその大部分が椎葉・諸塚山地に含まれ、一般に河川勾配が急なため、沖積平地はほとん



第47図 阿蘇 - 4火砕流堆積物強溶結相中の柱状節理 上から上部コロネード, エンタブラチャー, 下部コロネード
 日之影町迫川東方
 Columnar joints in dense welded tuff of Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit. Note the three zones ;
 the upper colonnade, the entablature and the lower colonnade.

どなく、神門—川水流凹地帯の宇納間付近に小範囲に見られるにすぎない。五十鈴川はこの凹地帯に入ると河川勾配が緩くなり、小蛇行を繰り返す、流域に氾濫原をつくる。宇納間付近の沖積平地はこのようにしてできた氾濫原で、堆積物は礫・砂・泥からなる。付近の河岸段丘堆積物の基底面と現河床面との比高が10-30mにすぎないことから、阿蘇火砕流堆積物が堆積し削剝された後も、砂礫の供給が河川の浸食を上廻っていたものと思われる。

なお、地質図には省略してあるが、諸塚村家代、諸塚村・日之影町境界の日諸峠などで見られるように、各地の山頂部や山腹の平坦面に厚さ1m以上の火山灰層がある。日之影町神影の西北西約300mの山腹には阿蘇 - 4火砕流堆積物の風化面上に厚さ35cmのアカホヤがあり、厚さ40cmの風化火山灰層で覆われている。アカホヤは6,300年前鬼界カルデラから噴出した広域火山灰層（町田, 1977）で、本地域一帯を広く覆っていたものと思われる。

Ⅲ. 応用地質

諸塚山地域には、主な金属鉱床として、四万十累層群の諸塚層群中の塩基性岩類に伴う層状含銅硫化鉄鉱床と、秩父帯の中・古生界中に胚胎するマンガン鉱床とがある⁷⁾。しかし、これらを稼行する鉱山は

7) 鉱床記載については、野田ほか（1918）、納富（1918）、津田（1925）、立見ほか（1949）、浜地ほか（1951）、太田（1951）、吉村（1952）、藤間（1959）、福岡通商産業局鉱山部（1959）、木下（1973）、清島（1980）及び宮崎県（1981）を参照した。

現在すべて休止又は廃止されている。

III. 1 層状含銅硫化鉄鉱

諸塚層群の槇峰層M2及び八戸層Y2はいずれも千枚岩を主とする地層で、塩基性岩類を伴っている。この塩基性岩類は主として玄武岩溶岩及び火砕岩からなり、溶岩には枕状構造を呈するものもある。層状含銅硫化鉄鉱床はこれらの塩基性岩類の分布と密接に関係している。かつて鉱床の成因に関して、塩基性岩類を四万十累層群堆積後の変動時侵入岩とみなし、褶曲作用・変成作用との関連の上で鉱床の形成が論ぜられたが、本文で述べたように、塩基性岩類の性状からみれば、それらは堆積時における海底火山活動の産物であり、堆積後に変成作用を受けたものである。なお、第三系神門層中の塩基性岩類に伴う鉱床としては、本地城南西の椎葉村地域に大河内鉱山・五色鉱山などがあるが、本地域では神門層中の鉱床は知られていない。

槇峰鉱山

国鉄高千穂線槇峰駅北方約2kmの所にあり、江戸時代の初期から日平^{ひびら}鉱山を中心に開発され、幾多の変遷の後、明治22年に三菱社が日平鉱山に隣接する槇峰鉱山を経営し、大正7年以降三菱鉱業株式会社に継承された。以後昭和40年頃まで稼行されたが、昭和41年に休山となった。昭和18年には銅の年間粗鉱量230.453tを出鉱しており、九州では最大の含銅硫化鉄鉱山とされていた。

鉱山周辺の地質は、千枚岩を主とし塩基性岩類を伴う槇峰層M2からなる。地層の走向は槇峰の南西登山付近ではほぼ南北性であるが、槇峰付近では屈曲して北東-南西方向、その東の狩底付近では東西又は西北西-東南東方向を示す。傾斜は西-北に30°前後である。槇峰-狩底間では主な塩基性岩類は4層あり、これらに鉱床が伴われる。鉱床は玄武岩溶岩中にはなく、同質火砕岩の上・下盤又は千枚岩と火砕岩の互層部に多い。多数の小鉱体が層状をなして雁行状に配列しているが、坑内では地層の走向に平行する正断層が多く、このため鉱体は傾斜方向に階段状にずれている。鉱床は北北西-南南東に配列する西坑鉱床群と東坑鉱床群（日平鉱床を含む）に大別される。それらの分布範囲は、前者は走向方向に約500m、落しの方向（N20°W）に約2,000m、後者は走向方向に約300m、落しの方向に3,300mに及ぶ。

鉱石は黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱を主とし、少量の閃亜鉛鉱・磁鉄鉱を伴う。脈石鉱物はほとんど石英のみで、まれに緑泥石・絹雲母・方解石・柘榴石が認められる。品位はCu3-10%、Fe30-50%、S30-40%、Zn0-2%で、微量のCo、Ni、Au、Agを含む。

吉ノ本鉱山

国鉄高千穂線亀ヶ崎駅の南西約3.5km、深谷川の上流にある。元禄年間の稼行が伝えられており、明治27年から40年までは盛況を呈した。その後小規模に稼行されたが、大正10年に閉山した。大正14年、日本金属株式会社が再び採掘したが、翌年休山した。以後鉱業権者が変わり、昭和11年以降は日本鉱業株式会社の所有となり、昭和15年頃から本格的に稼行されたが、操業と休山を繰り返し、昭和46年廃山となった。

付近の地質は、槇峰層M2の千枚岩と塩基性岩類からなり、塩基性岩類の下限は延岡衝上に切れ、衝上の下盤には剪断泥質岩を主とする神門層がある。槇峰層の走向は北東-南西で、北西に5-15°傾斜

している。塩基性岩類は槇峰鉱床より下位層準のもので、この地域では千枚岩を挟んで上・下2層に分かれる。下部のものは厚さ約60mで、その多くは火砕岩からなり、千枚岩の薄層を挟んでいる。鉱床はこの火砕岩の最下部に胚胎し、2つの鉱体が北西-南東方向に50mの間隔で平行に並んでいる。いずれも鍾幅約50cmで、走向方向に80m、落しの方向(N30°W)に500mの広がりをもつ。数本の北落ち小断層のため、鉱体は階段状にずれている。鉱体の位置は延岡衝上の直上部に当たり、鍾先は延岡衝上で断たれて尖滅したものである。鉱石は黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱などである。

猿渡^{さむたりに}鉱山

吉ノ本鉱山の北東約600mの地点にある。元禄年間に開発され、一時隆盛を極めたが、明治21年頃より槇峰鉱山の支山として稼行され、明治42年に廃山となった。この間五ヶ瀬川畔の城に製錬所を設置し、3.5tの銅精鉱を出鉱した。昭和17年に日本鉱業株式会社の所有となったが、体山時期が多く、昭和46年廃山となった。

付近の地質は吉ノ本鉱山と同様、槇峰層M2の千枚岩と塩基性岩類からなり、走向はN50°E、傾斜は北西に約30°である。鉱床は吉ノ本鉱床とほぼ同層準にあり、厚さ約40mの千枚岩を挟む上・下2枚の塩基性岩類のそれぞれの下盤にある。鉱体の広がりには鍾幅1-2m、走向方向に100m、傾斜方向に450mである。鉱石は黄鉄鉱を主とし、黄銅鉱及び磁硫鉄鉱を伴う。

速日^{はやひみね}峰鉱山

東臼杵郡北方町と北郷村の境をなす速日峰の南東山腹、標高750m付近に数ヶ所旧坑がある。速日峰鉱山は明治15年頃開発されたといわれ、その後所有権者が再三変わったが、大正年間まで稼行された。鉱床は槇峰層M2中の塩基性岩類の基底部にあり、直下は延岡衝上を境に神門層の剪断泥質岩に接する。層序的には吉ノ本・猿渡鉱床より下位層準のものと思われる。付近の走向は、延岡衝上の上盤側がN40°Eで北西に約20°傾斜、下盤側がN50°Eで北西に60°傾斜する。鉱体の厚さは60-100cmで、旧坑の一つでは走向延長20m、傾斜延長16mで断層に逢着したといわれている。鉱石は黄鉄鉱が主で、これに黄銅鉱・磁硫鉄鉱を混じえる。含銅品位は2-3%といわれる。

速日^{はやひ}鉱山

東臼杵郡北郷村宇納間の北約6km、速日峰の西約2kmの三角点(877.6m)の南東約200mの山腹にある。速日鉱山は明治年間に開発され、古くは武田内^{ぶたのうち}鉱山と呼ばれた。明治41年頃速日峰鉱山と一緒に経営されたが、その後再三所有者の変更があり、昭和12年頃から延岡鉱山として朝日化学肥料株式会社により採掘された。戦時中休山したが、昭和24年に速日鉱山として採掘を再開、昭和33年に休山し、同46年廃山となった。鉱山付近は、吉ノ本・猿渡鉱床と同様、延岡衝上の上盤側に槇峰層M2の塩基性岩類が、下盤側に神門層の剪断泥質岩が分布する。塩基性岩類の下部は火砕岩を主とし、その走向はN50-60°Eで、北西に20-30°傾斜する。鉱床はこの火砕岩の基底部(延岡衝上の直上)にある。主な鉱体は3個あり、それぞれレンズ状をなす。各鉱体の厚さは約1m、走向方向への伸びは70-100m、傾斜方向の伸びは200m程度と推定される。鉱体は石英が多く、珪化岩中に縞状・鉱染状などの多量の黄鉄鉱を有する。また部分的に黄銅鉱がある。

その他の鉱床

槇峰層M2中のその他の鉱床として、狩底・椎畑・梁崎・椎野などの鉱床が知られている。**狩底^{かすこ}鉱床**

は八峡の北2kmの地点にあり、槇峰鉱床の東方延長部にあたり、広域狩底試錐（43PAHK - 1号）では深度580-614mの塩基性岩類の基底部に相当する。これより下位数mは砂岩・頁岩・凝灰岩の互層部となる。採掘の規模や鉱床の状態については不明であるが、試錐岩芯では、磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱が鉱染状をなしている。**椎畑鉱床**（津田，1925）は滝下の北約500mの地点にあり、塩基性岩類に伴ってレンズ状の鉱体をなす。狩底鉱床の下位層準にある。小規模かつ低品位のため、早くから廃山となっている。**梁崎鉱床**は梁崎付近の塩基性岩類に伴うもので、五ヶ瀬川の南岸にあり、槇峰鉱床より下位層準の鉱床である。かつて稼行されたといわれているが、詳細は不明である。**椎野鉱床**は宇納間の北西6kmの地点にある。付近は千枚岩を主とし、数枚の薄い塩基性岩類が挟まれる。その大部分は火砕岩である。鉱床はこれらの火砕岩に関連すると思われるが、詳細は不明である。

八戸層Y2にも塩基性岩類が多い。この塩基性岩類に伴われる鉱床としては、船ノ尾（八戸）、鳥屋の平・岩井の3鉱床がある。**船の尾（八戸）鉱床**は八戸の北西2kmの地点にあり、かつて採掘されたが、現在は廃鉱となっている。坑口付近は八戸層Y2の千枚岩を主とし、数枚の塩基性岩類を挟む。その多くは火砕岩である。千枚岩は坑口付近では凝灰質でときに厚さ1-2mのチャートを伴う。走向はN45°Eで北西に50°傾斜しており、坑道は走向方向に掘られている。鉱床の広がりや鉱体の形状については不明である。**鳥屋の平鉱床**は幕末の頃稼行されたといわれており、大正5年、矢野小十郎がこの旧坑を開掘したが、やがて閉山した。付近は八戸層Y2の千枚岩を主とし、塩基性岩類を伴う。塩基性岩類は大部分火砕岩で、鉱床はこの中に胚胎する。船の尾鉱床よりは下位層準のものである。付近の走向はNS-N15°Eで、西に60°傾く。坑道は走向方向に北に掘進されたが、約80mほどで鉱体が尖滅し、採掘が中止されたといわれている。鉱石は主に黄鉄鉱で、これに黄銅鉱・斑銅鉱・磁硫鉄鉱を伴う。この鉱床の西約500mに**岩井鉱床**がある。この鉱床は明治後期から大正初期にかけて稼行されており、戦後は井関邦三郎が採掘したが、昭和35年に休山となった。鉱床は鳥屋の平鉱床よりやや上位の層準にあたり、塩基性岩類の下部にある。この塩基性岩類は火砕岩を主とし、チャートを伴う。付近の走向はN15-20°E、西に35-40°傾く。鉱体は小規模のものが雁行状に2個ある。鉱石は黄鉄鉱・黄銅鉱・斑銅鉱・磁硫鉄鉱などからなる。

III. 2 マンガン鉱

秩父帯南縁部の三宝山帯中に数カ所マンガン鉱床がある。これらは秋元鉱山の黒仁田鉱床・秋元鉱床・水の口鉱床・笹ノ越鉱床・観音岳鉱床と飯干峠の鉱床である。いずれもチャートあるいは珪質粘枚岩を母岩として、層状ないしレンズ状をなしている。また四万十帯中にも塩基性岩類に関連して2、3の鉱床が知られているが、現在稼行されているものはない。

秋元鉱山

鉱床は本地域北西部の秋元川沿いにあり、鉱山事務所は黒仁田にある。この地域の鉱床は明治後期に発見され、採掘されていたが、昭和13年に秋元鉱山と称して開発が進められた。戦後も年3,500-3,600tの精鉱を出して九州第一の産出をみた。昭和48年以降は探鉱・休山を繰り返し、昭和50-51年には観音岳鉱床の探鉱が行われたが、52年度以降は休山中である。

鉍区は秋元周辺に限られる。このうち特に古くから採掘されていたのは**黒仁田鉍床**で、これは本地域と北隣三田井地域との境界付近から北に向かって坑道が掘られている。鉍床はチャート又はチャートと粘板岩の間に芋状ないしレンズ状をなして賦存する。N40°Eの走向をもち北西に30°傾く厚さ1-3mの数個の富鉍体がある。鉍石は二酸化マンガン鉍・炭酸マンガン鉍・緑マンガン鉍・バラ輝石を主とする。品位はMn45-50%である。**秋元鉍床**は東・西の2ブロックに分かれ、黒仁田鉍床ほど大きくはないが、東では二酸化マンガンを、西では二酸化マンガン・バラ輝石を採掘している。鉍体の厚さ2.5mに達するものもある。**水の口鉍床**⁸⁾は珪質粘板岩を母岩とし、走向N20-45°E、傾斜40-80°NW、延長数10m、厚さ40cmの層状鉍床をなす。**笹ノ越鉍床**⁹⁾は走向EW、傾斜60°NW、延長50m、厚さ最大2mの層状鉍床である。**観音岳鉍床**はチャートの上盤に胚胎し、走向はN70°Eで北に急斜している。鉍石にはチョコレート鉍系統のものが多く、鉍幅は0.5-1m、品位は45%前後と推定されている。

飯干峠鉍床

大仁田山の西約700mの桑木谷鉍床（西隣鞍岡地域内）は戦時中に稼行されたが、昭和35年には蛇の独活鉍床が採掘された。これは飯干峠の南西約600m付近（標高890m）の地点にある。付近の地質は石灰岩・チャート・砂岩などからなり、N75°Eの走向で北に35°傾斜する。鉍床は厚い石灰岩上に重なるチャート中にあり、鉍幅は30-50cmで、二酸化マンガンを主体とする。

四万十帯中の鉍床

四万十層群中にも、本地域や延岡地域で2・3のマンガン鉍床があるが、鉍床の規模や品位からみて稼行の対象となるものはほとんどない。田川鉍山（浜地ほか、1951；宮崎県、1981）は東臼杵郡北郷村小八重の北東約2.5kmの地点、速日峠の南山腹にあり、鉍床の詳細は不明であるが、神門層中の塩基性岩類に伴って産する。吉村（1952）の北郷鉍山は、その位置からみて田川鉍山と同じ鉍山であろう。吉村は同鉍山のサンプルの分析値、Fe14.72、Mn28.51、SiO₂30.82を載せている。その他、諸塚層群の槇峰層M2や八戸層Y2の塩基性岩類に伴って、ごく小規模のマンガン鉍体が見られるが、稼行の対象となるものはない。

文 献

- 地質調査所（1954） 50万分の1地質図幅「鹿児島」。
- 福岡通商産業局鉍山部編（1959） 九州の金属鉍業。九州地方鉍山会，372 p.
- 浜地忠男・井上秀雄（1951） 宮崎県東臼杵郡速日鉍山硫化鉄鉍床調査報告。地調月報，vol. 2，p. 411-416.
- 橋本 勇（1961） 宮崎県延岡市付近の時代未詳層群の層序と構造—とくに古第三系日向層群と延岡・紫尾山構造線について。九大教養地学研報，vol. 7，p. 37-56.
- （1962） 九州南部における時代未詳層群の総括。九大教養地学研報，vol. 9，p. 13-69.
- HASHIMOTO, I. (1961) Tertiary molluscan fossils from the Kadogawa Formation, Miyazaki Prefecture, Japan. *Rep. Earth Sci. Dept. Gen. Edu. Kyushu Univ.*, no. 7, p. 69-94.

8), 9) これらの鉍床については宮崎県資料によったが、5万分の1地形図における正確な位置は不明である。

- 橋本 勇・宮久三千年 (1959) 宮崎県遠見山半島の層序と構造—九州の四万十累帯の地史に関する 2, 3 の問題. 九大教養地学研報, vol. 6, p. 29-51.
- ・野田光雄・宮久三千年・斎藤正次・神戸信和・井上正昭・木野義人 (1956) 九州南部の時代未詳層群. 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡誌, no. 3, p. 80-83.
- 伊木常誠 (1904) 20万分の1地質図幅「佐土原」及び同説明書. 地質調査所, 42 p.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質学雑誌, vol. 77, p. 207-220
- ・————・———— (1975) 九州四万十帯の構造区分. 地団研専報, no. 19, p. 179-189.
- ・————・————・小野晃司 (1979) 神門地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 44 p.
- ・————・小野晃司・松井和典・奥村公男 (1980) 50万分の1地質図幅「鹿兒島」(第2版). 地質調査所.
- 石井清彦 (1939) 7万5千分の1地質図幅「延岡」. 地質調査所.
- 神戸信和 (1957) 5万分の1地質図幅「鞍岡」及び同説明書. 地質調査所, 51 p.
- KAMBE, N. (1963) On the boundary between the Permian and Triassic systems in Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 98, 66 p.
- 神戸信和・斎藤正次 (1957) 宮崎県高千穂町に発見された下部三畳系. 地調月報, vol. 8, p. 577-578.
- ・寺岡易司 (1970) 宮崎県五ヶ瀬地域の中生層. 日本地質学会第77年学術大会講演要旨, p. 220.
- 勘米良亀齡・古川博恭 (1964) 上部ペルムートリアス系神瀬層群. 九大理学部研究報告, [地質], vol. 6, p. 237-258.
- ・坂井 卓 (1975) 四万十川累層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか? GDP連絡紙, II-1-(1), 構造地質, no. 3, p. 55-64.
- KATO, T. (1915) On the genesis of the ore-deposits of the Hibira and Makimine Mines, province Hyuga, Japan. (I), (II). *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 22, p. 7-23, p. 46-54.
- 木下亀城編 (1973) 九州地方. 日本地方鉱床誌, vol. 9, 朝倉書店, 659 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1967) 昭和41年度広域調査報告書「日の影地域」. 通商産業省, 8 p.
- (1969) 昭和42年度広域調査報告書「日の影地域」通商産業省, 7 p.
- (1970) 昭和43年度広域調査報告書「日の影地域」通商産業省, 11 p.
- (1971) 昭和44年度広域調査報告書「日の影地域」通商産業省, 21 p.
- 清島信之 (1980) 九州における四万十帯中の含銅硫化鉄鉱床, 特にその胚胎層準について. 地調月報, vol. 31, p. 73-91.
- LIPMAN, P. W. and ARAMAKI, S. (1966) Pull-apart structures in a Japanese ash-flow tuff resulting from differential compaction over irregular buried topography *Jour. Geol.*, vol. 74, p. 637-641.

- 黒田秀隆・松本達郎 (1942) 日向南部の地質学的研究. 地質学雑誌, vol. 49, p. 255-256.
- 町田 洋 (1977) 火山灰は語る. 蒼樹書房, 324 p.
- ・新井房夫・森脇 宏 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, vol. 51, p. 562-569.
- 松本達郎・平田茂留 (1970) 九州鞍岡地域産のジュラ紀型アンモナイト. 地質学雑誌, vol. 76, p. 223-224.
- ・大塚裕之・大木公彦 (1973) 鹿児島県下の四万十帯から産した白亜紀化石. 地質学雑誌, vol. 79, p. 703-704.
- 宮崎県 (1972) 20万分の1 宮崎県地質図及び同説明書 (第3版) 69 p.
- (1981) 20万分の1 宮崎県地質図及び同説明書 (第4版). 72 p+29 p.
- 村田明広 (1981) 黒瀬川—三宝山地帯の古地理と大規模衝上断層—九州中央部五ヶ瀬地域を例として一. 地質学雑誌, vol. 87, p. 353-367.
- 野田光雄・橋本 勇 (1958) 宮崎県東臼杵郡椎葉村大河内付近の地質構造. 九大教養地学研報, vol. 5, p. 17-24.
- 野田勢次郎・納富重雄 (1918) 20万分の1 地質図幅「延岡」及び同説明書. 地質調査所, 142 p.
- 納富重雄 (1918) 日平及横峰鉦山. 地調報告, no. 65, p. 1-32.
- 岡田博有 (1977) 九州四万十累層群砂岩の予察的研究—とくに岩石帯 (petrographic zone) の提唱—九大理学部研究報告, 地質, vol. 12, p. 203-214.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1974) Aso-2火砕流堆積物の二次流動. 火山, 2集, vol. 19, p. 93-110.
- ・松本徭夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1 図幅), 地質調査所, 145 p.
- 太田良平 (1951) 宮崎県横峰鉦山東部区域の地質. 地調月報, vol. 2, p. 302-307.
- 斎藤正次・神戸信和 (1954) 宮崎県西臼杵郡三ヶ所村鞍岡付近の地質. 地調月報, vol. 5, p. 103-109.
- ・———・片田正人 (1958) 5万分の1 地質図幅「三田井」及び同説明書. 地質調査所, 77 p.
- ・———・井上正昭・木野義人 (1955) 宮崎県北西部五箇瀬川耳川上流地方地質図及び同説明書. 宮崎県, 26 p.
- 坂井 卓 (1978) 宮崎県五ヶ瀬川中流域の四万十川層群の地質構造と層序. 九大理学部研究報告, 地質, vol. 13, p. 23-38.
- ・勘米良龜齡 (1981) 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位置. 九大理学部研究報告, 地質, vol. 14, p. 31-48.
- 柴田 賢 (1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, vol. 29, p. 551-554.
- SMITH, R. L. (1960) Zones and zonal variations in welded ash flows. *U. S. G. S. Prof. Pap.* 354-F, p. F149-F159.
- TAKAHASHI, M. (1981) Fossil zoned felsic magma chamber beneath the past “Valles-type” caldera. Abstracts, 1981 IAVCEI Symposium—Arc Volcanism—. *Volcanol. Soc. Japan and Internat'l*

Assoc. Volcanol. and Chemist. of the Earth's Interior, p. 367.

- 田村 実 (1960) 宮崎県五箇瀬町より上部三畳系の発見. 地質学雑誌, vol. 66, p. 552.
- ・原田正史 (1971) 九州の四万十帯からの貝化石. 熊大教養部紀要. no. 19, p. 44-48.
- TATSUMI, T. (1953) Geology and genesis of the cupriferous iron sulphide deposits of the Makimine Mine, Miyazaki Prefecture, Japan. *Sci. Pap. Coll. General Education Univ. Tokyo*, vol. 3, no. 1, no. 3, p. 81-113, p. 201-247.
- 立見辰雄・森永 茂 (1949) 宮崎県槇峰含銅硫化鉄鉱床の地質学的ならびに鉱床学的研究 1. 資源科学研究所彙報, no. 14, p. 61-76.
- 寺岡易司 (1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較—四万十地向斜堆積物の供給源に関連して—. 地質学雑誌, vol. 83, p. 795-810.
- (1979) 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質学雑誌. vol. 85, p. 753-769.
- ・今井 功・奥村公男 (1974) 九州耳川地域の四万十帯層群砂岩—四万十帯の構造区分に関連して—. 楠見 久先生退官記念論文集, p. 133-151.
- ・———・——— (1981a) 20万分の1地質図幅「延岡」. 地質調査所.
- ・———・——— (1981b) 九州外帯の屈曲構造・構造総研連絡誌「中生代造構作用の研究」. no. 3, p. 78-98.
- 土谷信之・坂井 卓・勘米良亀齡 (1979) 九州耳川中流域における四万十帯緑色岩類の産状と岩石学的特徴. 地質学雑誌, vol. 85, p. 445-454.
- 藤間峰峻 (1959) 槇峰鉱山の地質鉱床と探査法. 九州鉱山学会誌, vol. 27, p. 315-323.
- 津田秀郎 (1925) 日向槇峰鉱山地方の地質及び鉱床 (其一), (其二). 地質学雑誌, vol. 32, no. 381, 382, p. 209-227, p. 291-306.
- 渡辺一徳 (1976) 阿蘇火砕流堆積物中の pull-apart structure について (演旨). 火山, 2集, vol. 21, p. 125-126.
- 渡辺耕造・勘米良亀齡・中島浩一 (1979) 宮崎県西臼杵郡高千穂町の上村石灰岩 (三畳系) におけるコノドント生層序. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, p. 127-137.
- WILLIAMS, H. and MCBIRNEY, A. R. (1979) *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co., San Francisco, 397 p.
- 山根新次 (1934) 槇峰鉱床に関する一考察. 地質学雑誌, vol. 41, p. 308-310.
- YEHARA, S. (1926) On the Monobegawa and Shimantogawa Series in Southern Shikoku. *Jour. Geog. Soc. Tokyo*, vol. 38, p. 1-20.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会資料, マンガン研究会, p. 525.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kagoshima (15) No. 43



GEOLOGY

OF THE

MOROTSUKAYAMA DISTRICT

By

**Isao IMAI, Yoji TERAOKA,
Kimio OKUMURA, Nobukazu KAMBE and Koji ONO**

(Written in 1981)

Abstract

The Morotsukayama district is situated in the southeastern part of Kyūshū, geotectonically belonging to the Outer Zone of Southwest Japan. The northwestern corner of the mapped district is occupied by the Chichibu Terrane, and the rest by the Shimanto Terrane.

In the Chichibu Terrane late Paleozoic to Mesozoic rocks are distributed, and older cataclastic granites appear as scattered lenticular bodies in the Kurosegawa Structural Belt. The Shimanto Terrane is made up mainly of the Shimanto Supergroup of Cretaceous to middle Tertiary age. These rocks are intruded by a remarkable ring dike of granite porphyry related to middle Miocene plutonism.

Quaternary sediments and late Pleistocene Aso Pyroclastic Flow Deposits are distributed along main rivers. The stratigraphic succession of the district is summarized in Table 1.

Paleozoic to Mesozoic rocks of the Chichibu Terrane

The Chichibu Terrane is tectonically divided into the following four units: the Northern, Middle, Southern and Sambōsan Belts. Except for the Northern Belt, they occupy the Morotsukayama district. Strata of each belt are composed of geosynclinal sediments with

Shiiba and Tonegawa Formations in ascending order. The lower three formations consist of phyllite, sandstone and basic volcanic rocks. Phyllite is chiefly of pelitic origin and frequently interbedded or interlaminated with sandstone. Sandstone is lithic graywacke rich in acid volcanic fragments, and has often foliation. Basic volcanic rocks consisting of basalt lava and pyroclastic rocks are predominant especially in the Makimine Formation. Some basalt lavas have Pillow structure. Near Makimine, these basic rocks are accompanied by cupriforous iron sulfide ores in several places. The lower part of the group belongs mostly to the actinolite zone. The upper three formations of the group are made up of alternating sandstone and shale in various thickness and proportion, and are intercalated with a few layers of conglomerate and acid tuff. Sandstone is feldspathic graywacke, and is coarser grained than that of the lower three formations. The upper part of the group belongs to the prehnite-pumpellyite zone. Therefore, metamorphic grade becomes higher stratigraphically downward in the Morotsuka Group.

The Mikado Formation bounded by the Ōyabu and Hikageyama Thrusts from the Hyūga Group, and is composed of pelitic rocks and basic volcanic rocks, with subordinate sandstone. Generally, the strata are intensely sheared and have imbricated structure. Sandstone is similar in modal composition and grain size to that of the Hyūga Group, and is clearly distinguished from that of the Morotsuka Group. Basic volcanic rocks consist of basalt lava mostly with pillow structure and pyroclastic rocks. The formation is considered to be early Paleogene in age. The formation belongs to the Prehnite-pumpellyite zone, being distinctly separated by the Nobeoka Thrust from the actinolite zone of the Morotsuka Group.

The Hyūga Group is divided into the following formations: the Kijino, Dogawa, Uwaino and Chinjinzan Formations in ascending order. Among them, the lower two formations are exposed in the district, and are dominated by shale, frequently alternating with sandstone in various manners. Sandstone of the Hyūga Group is fine grained, rich in quartz and poor in feldspars as compared with that of the Morotsuka Group. The Hyūga Group rarely contains Eocene to Oligocene foraminifera and Oligocene to early Miocene molluscan fossils in the neighboring Nobeoka and Mikado districts. Metamorphic grade of the group is same as that of the Mikado Formation or lower.

Granite porphyry

The middle Miocene Ōkueyama Granite, distributed to the north of the district, is surrounded by a large ring dike which is 60km long and 500-1,000m wide. A part of the ring dike is exposed in the district, and intrudes into the Shimanto Supergroup along a large fault running from east to west. The ring dike is made up of biotite granite porphyry related to the plutonism of the Ōkueyama Granite.

River terrace deposits

Beneath the Aso Pyroclastic Flow Deposits along the Gokase River, river terrace deposits are recognized in many narrow places, though most of them are omitted on the geological map. The deposits are 2-10meters thick, and are composed of subrounded gravels of various older rocks.

Similar river terrace deposits crop out along the Mimi River and Isuzu River in small

extent.

Aso Pyroclastic Flow Deposits

The Aso Volcano, located 20km northwest of this district, erupted pyroclastic flows in four major eruption cycles before the formation of the Aso Caldera in late Pleistocene. The deposits of younger two eruption cycles, those are the Aso-3 and Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits, are distributed along the rivers in this district. The Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit forms terrace-like topography along valleys continuously, while the Aso-3 Pyroclastic Flow Deposit crops out under the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit in separate, small patches.

The Aso-3 Pyroclastic Flow Deposit is welded weakly to densely and is nearly aphyric pyroxene andesite with some early rhyolitic unit at the base. The Aso-4 Pyroclastic Flow Deposit is non- to densely-welded deposit of hypersthene-hornblende rhyolite. It buried deep gorges, especially along the Gokase River, occasionally up to 200meters thick, and shows various features related with dense welding caused by deep valley-filling as shown in figures in the text.

Alluvium

Alluvial plane is scarcely developed in the district. Only fluvial deposits consisting of gravel, sand and mud are found near Unama in the southeastern part of the district.

Economic Geology

Cupriferous sulfide ore related to basic volcanic rocks in the Shimanto Supergroup and manganese ore embedded in Paleozoic to Mesozoic rocks of the Chichibu Terrane are known since old times as main metallic ore deposits in the district, but all mines worked these ores have been closed.

Cupriferous iron sulfide ore deposits

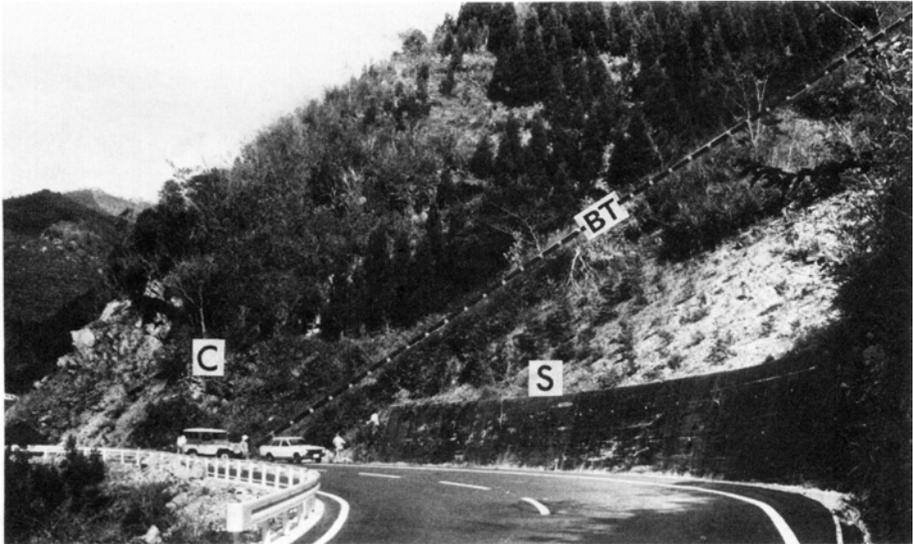
The ore deposits are in connection with basic volcanic rocks in the Makimine and Yato Formations. Most of ores are not embedded in basalt lava, but are found in a part between lava and pyroclastic rocks, or in an alternated part of phyllite and pyroclastic rocks. The Makimine Mine, the most typical mine in the district, had been worked until recent. In this mine, ore bodies are parallel to schistosity plane of phyllite, and dip north-northwest. Extension of the ore deposits are about 500 meters towards strike side and about 3,000 meters towards dip side.

The ore contains pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite, with galena and magnetite. Similar ores are present at several places in the Makimine and Yato Formations, though they are not worked now.

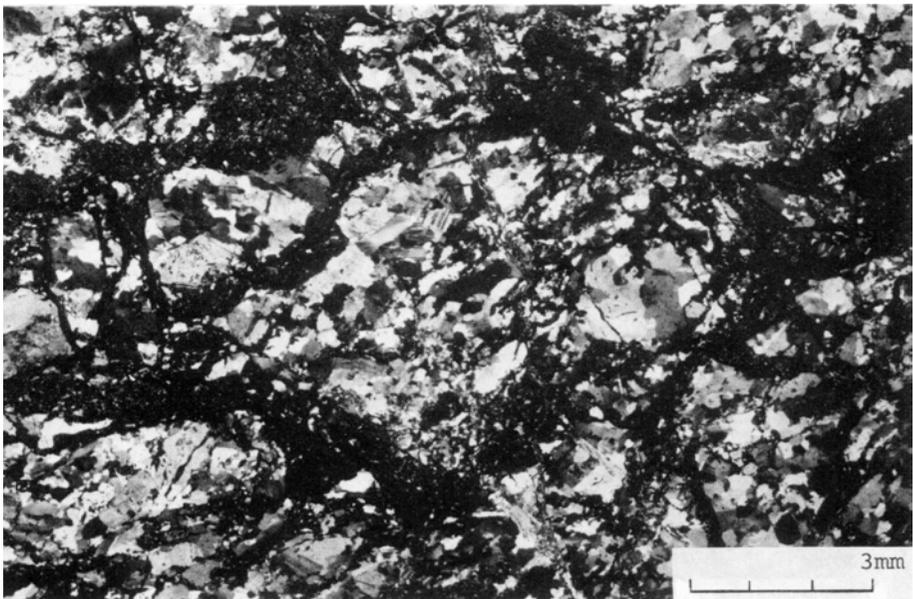
Manganese ore deposits

There are manganese ore deposits in the Sambōsan Belt of the Chichibu Terrane. Some of them were worked, but closed owing to small ore body. Country rock of the ore is bedded chert in many cases. Worked ore consists almost of manganese dioxide or rhodonite.

1

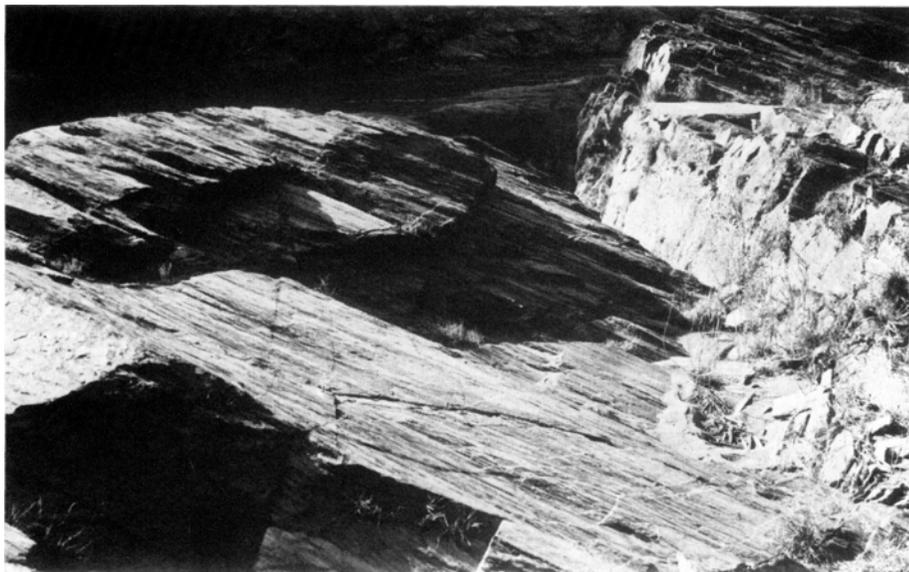


2

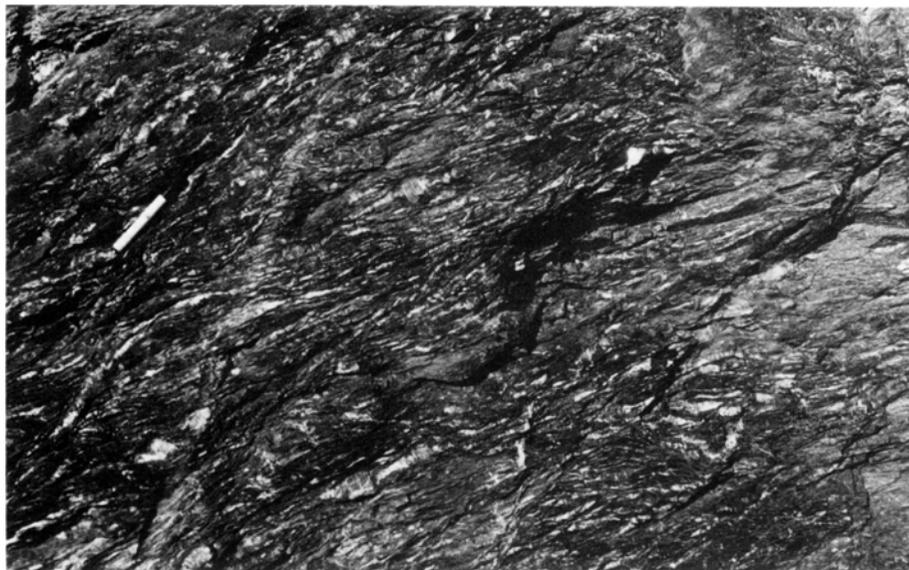


1. 秩父・四万十両帯の境界をなす仏像構造線 飯干北北西1.7km
 BT : 仏像構造線 Butsuzō Tectonic Line, C : 秩父帯の石灰岩, チャート及び粘板岩 Limestone, chert and slate of the Chichibu Terrane, S : 四万十累層群の砂岩 Sandstone of the Shimanto Supergroup.
 The Butsuzō Tectonic Line separating the Shimanto Terrane from the Chichibu Terrane, 1.7km north-northwest of Iiboshi.
2. 黒瀬川構造帯のマイロナイト化したトーナライト R21053 (直交ポーラ)
 白色部はソーダ質斜長石と石英, 暗色部は緑泥石・緑れん石・スフェンなどの集合
 Mylonitized tonalite of the Kurosegawa Structural Belt. (Crossed polars)
 light : Na-plagioclase and quartz
 dark : aggregate of chlorite, epidote and sphene

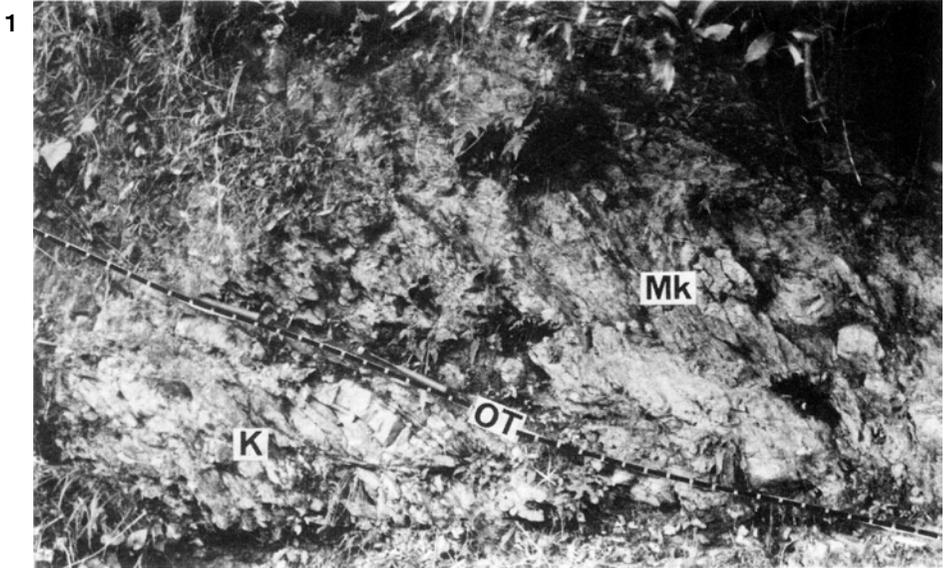
1



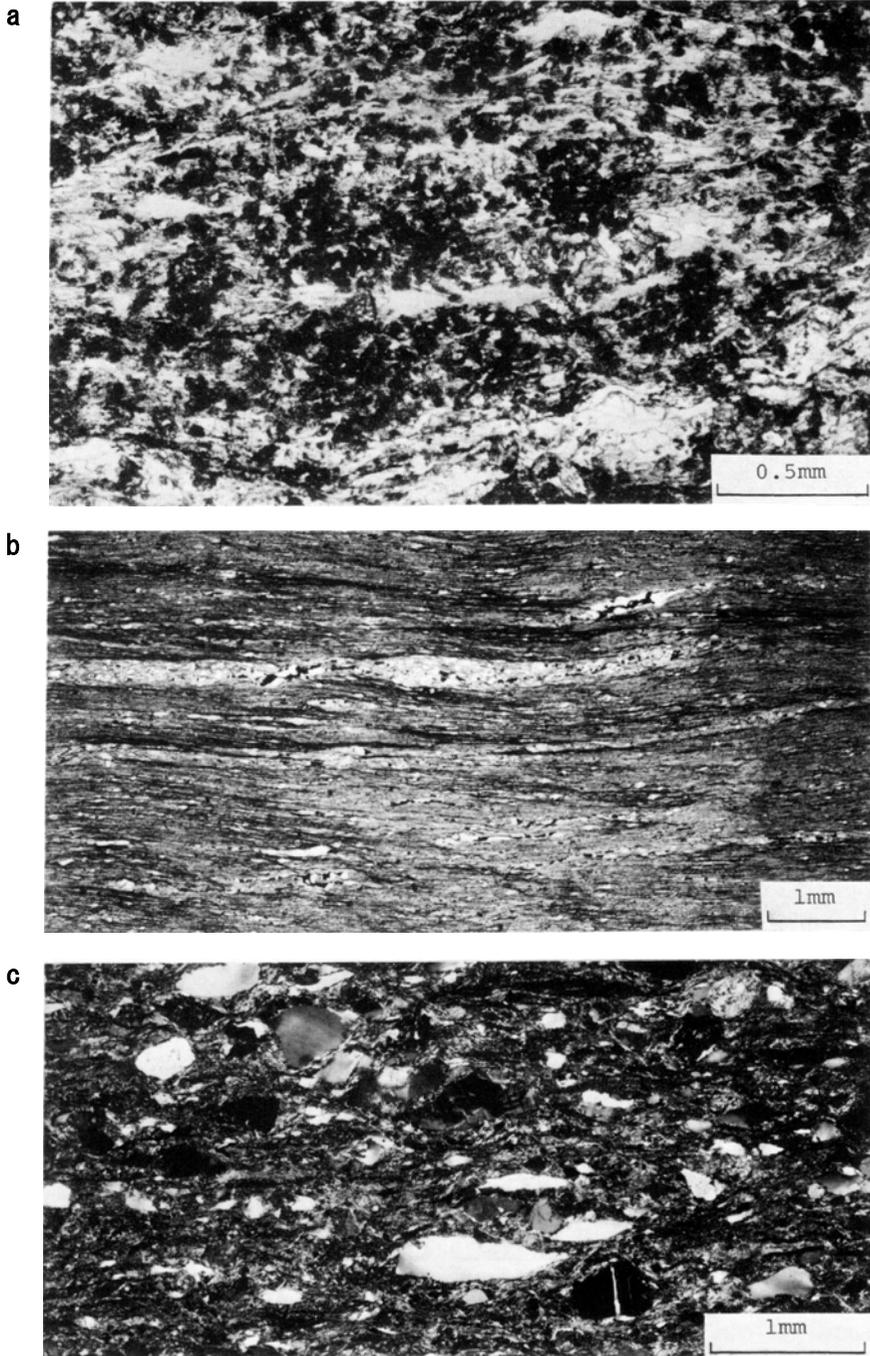
2



1. 槇峰層M2の千枚岩 八峡西南西2km
Phyllite of the M2 Member, Makimine Formation, 2km west-southwest of Yakai.
2. 砂岩ラミナに富む神門層の剪断泥質岩 木ヶ倉南東1.5km
Sheared pelitic rocks interlaminated with sandstone, Mikado Formation, 1.5km southeast of Kogakura.



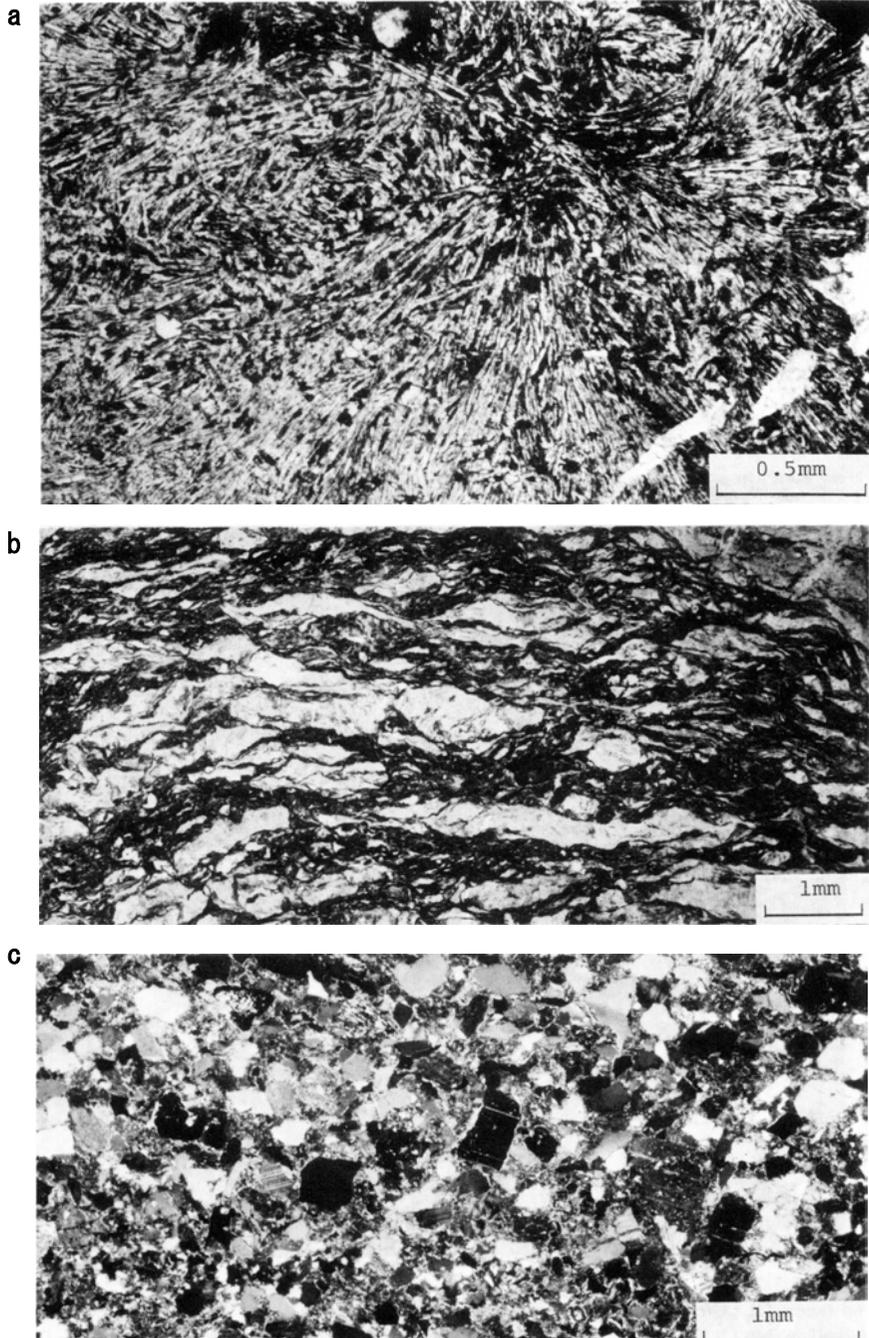
1. 神門層 (Mk) と鬼神野層 (K) の境界をなす大藪衝上 (OT) 高畑
The Oyabu Thrust (OT) separating the Mikado Formation (Mk) from the Kijino Formation (K),
Takahata.
2. 鬼神野層の砂岩頁岩薄互層 高畑
Interbedded sandstone and shale of the Kijino Formation, Takahata.



延岡衝上北西側のアクチノ閃石帯における槇峰層の代表的岩石

Representative rocks of the Makimine Formation of the actinolite zone, northwest of the Nobeoka Thrust.

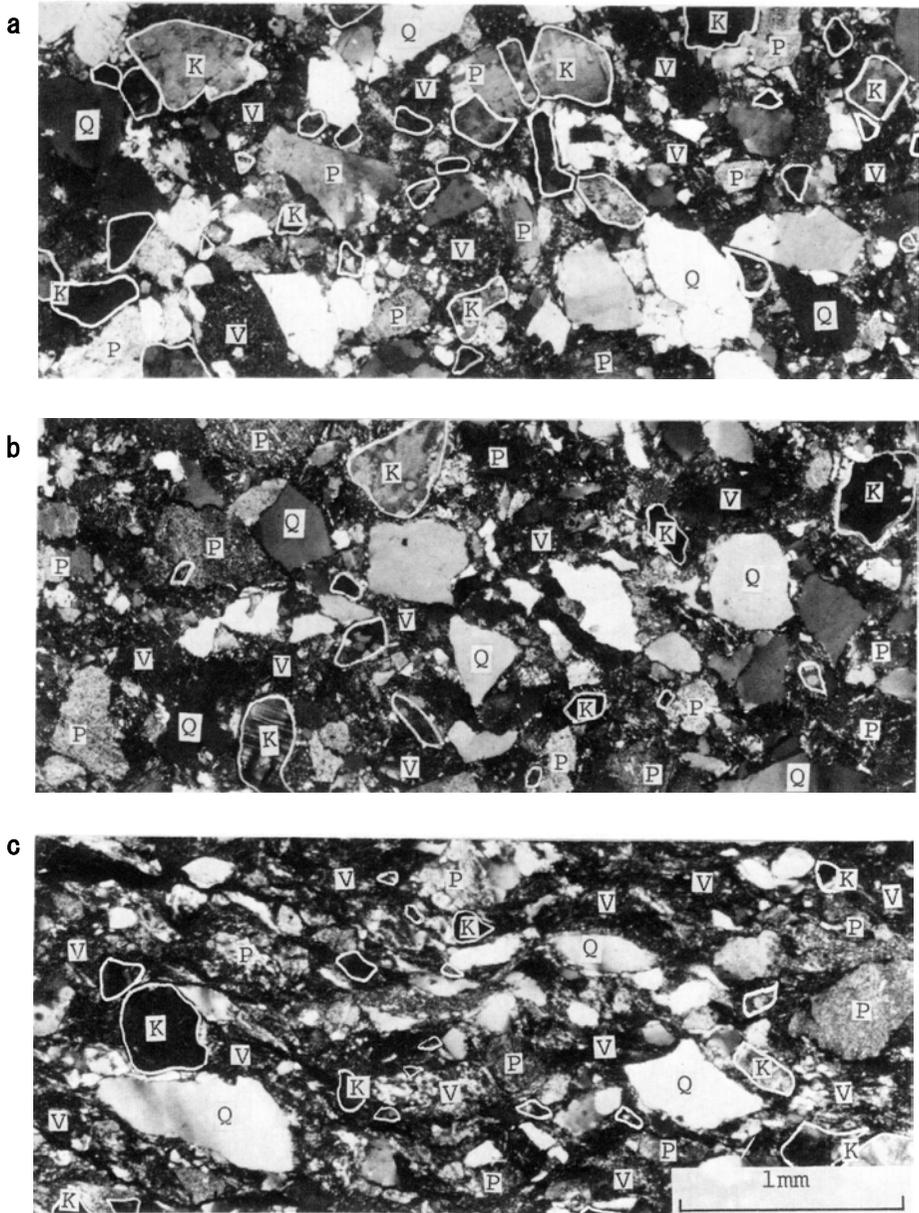
- a. 弱い片理を持つ玄武岩 R21054 北郷村椎野。(直交ポーラ) Weakly schistose meta-basalt. (crossed polars)
- b. 泥質千枚岩 R21055 北方町吉の本。(下方ポーラのみ) Pelitic phyllite. (only lower polar)
- c. 片状砂岩 R21056 北郷村椎野北方。(直交ポーラ) Schistose sandstone. (crossed polars)



延岡衝上南東側のぶどう石・パンペリー右帯における神門層の代表的岩石

Representative rocks of the Mikado Formation of the prehnite-pumpellyite zone, southeast of the Nobeoka Thrust.

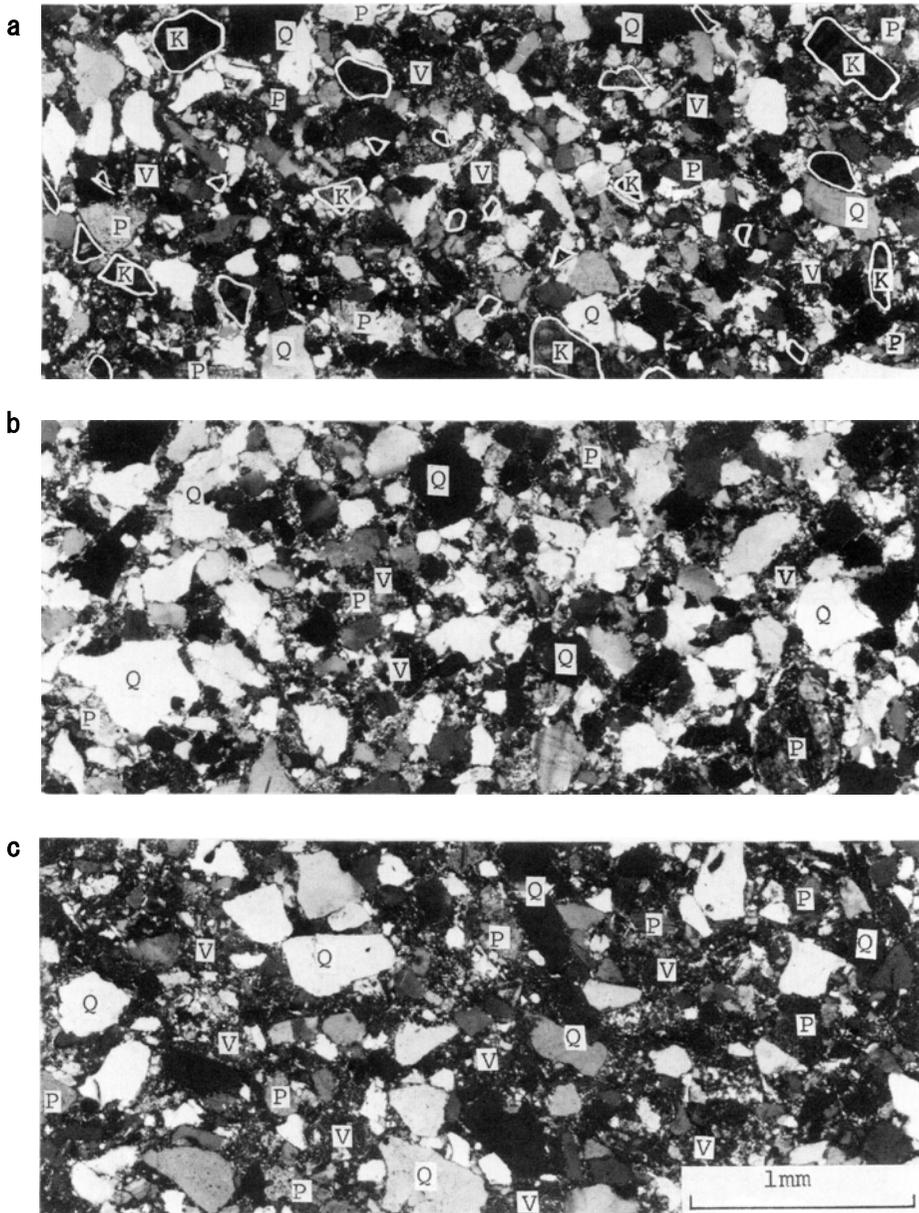
- a. バリオライト組織を持つ玄武岩 R21057 北郷村桃野尾. (下方ポーラのみ) Basalt showing variolitic texture. (only lower polar)
- b. 剪断泥質岩 R21058 北方村布引滝南. (下方ポーラのみ) Sheared pelitic rock. (only lower polar)
- c. 砂岩 R21059 北郷村小原. (直交ポーラ) Sandstone. (crossed polars)



白亜系諸塚層群の砂岩 (直交ポーラ)

Sandstones of the Cretaceous Morotsuka Group. (crossed polars)

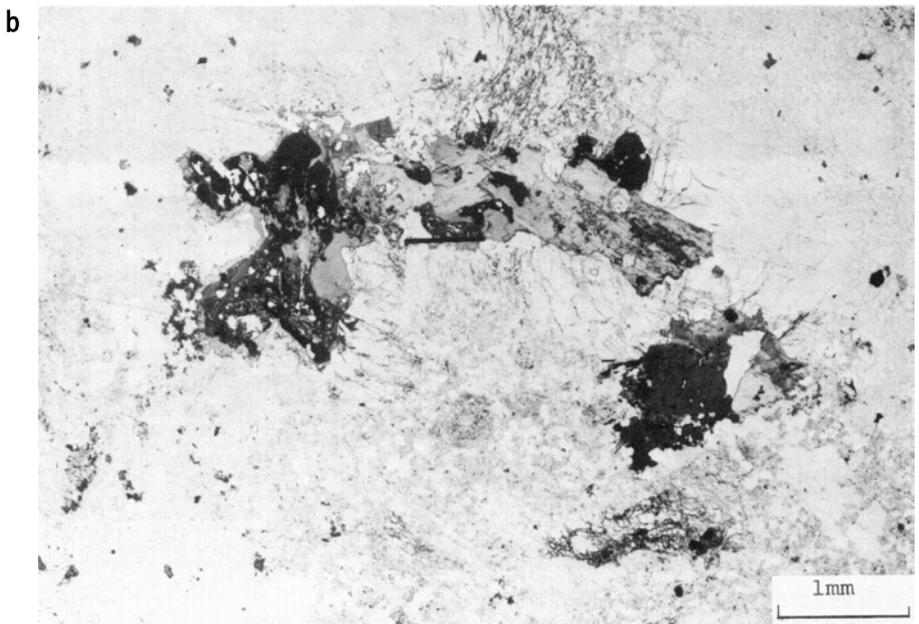
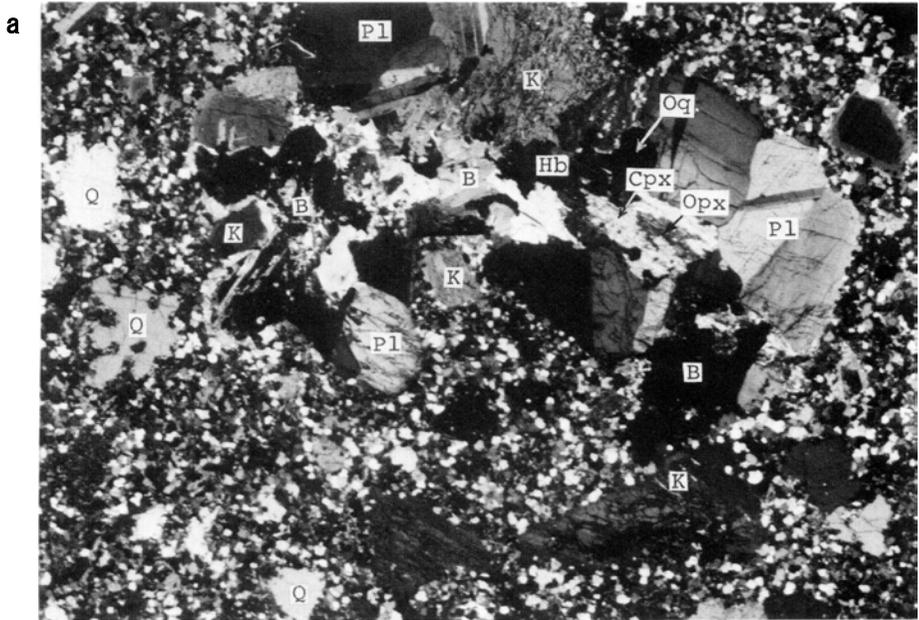
a : 十根川層 T2 (T2, Tonegawa Formation), b : 日の影層H2 (H2, Hinokage Formation), c : 八戸層Y1b (Y1b, Yato Formation). Q : 石英 Quartz, K : カリ長石 K-feldspar, P : 斜長石 Plagioclase, V : 火山岩片 Volcanic rock fragments.



第三系神門層及び日向層群の砂岩（直交ポーラ）

Sandstones of the Tertiary Mikado Formation and Hyūga Group (crossed polars).

a : 珍神山層 C1 (C1, Chinjinzan Formation), b : 鬼神野層 K2 (K2, Kijino Formation), c : 神門層 (Mikado Formation).
 Q : 石英 Quartz, K : カリ長石 K-feldspar, P : 斜長石 Plagioclase, V : 火山岩片 Volcanic rock fragments.



環状岩脈の花崗斑岩 R21060
Granite porphyry of ring dike.

a : 直交ポーラ Crossed Polars, b : 下方ポーラのみ Only lower polar, K:カリ長石 K-feldspar, Pl:斜長石 Plagioclase, B : 黒雲母 Biotite, Q : 石英 Quartz, Hb : 普通角閃石 Common hornblende, Cpx : 単斜輝石 Clinopyroxene, Opx : 斜方輝石 Orthopyroxene, Oq: 不透明鉱物 Opaque mineral.

※文献引用例

今井 功・寺岡易司・奥村公男・神戸信和・小野晃司 (1982) 諸塚山地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 71 p.

IMAI, I., TERAOKA, Y., OKUMURA, K., KAMBE, N. and ONO, K. (1982) *Geology of the Morotsukayama District*. Quadrangle Series, Scal 1: 50,000, Geol. Surv. Japan. 71 p. (in Japanese with English abstract 4 p.)

昭和 57 年 3 月 16 日 印刷

昭和 57 年 3 月 20 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

〒162 東京都新宿区天神町78

©1982 Geological Survey of Japan